

На правах рукописи

**Захаров Вячеслав Иосифович**

**ИССЛЕДОВАНИЕ УСТОЙЧИВОСТИ ТЕПЛОВОГО РЕЖИМА  
ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМЛИ И РАСЧЕТ ПАРАМЕТРОВ АТМОСФЕРЫ  
ПО ИК СПЕКТРАМ ВЫСОКОГО РАЗРЕШЕНИЯ**

Специальность 01.04.14 – Теплофизика и теоретическая теплотехника

**АВТОРЕФЕРАТ**  
диссертации на соискание ученой степени  
доктора физико-математических наук

Екатеринбург – 2009

Работа выполнена на кафедре общей и молекулярной физики  
в лаборатории глобальной экологии и спутникового мониторинга  
Уральского государственного университета им. А.М. Горького

Официальные оппоненты: доктор физико-математических наук,  
профессор Фомин Борис Алексеевич

доктор физико-математических наук,  
профессор Селезнев Владимир Дмитриевич

доктор физико-математических наук,  
член корр. РАН Васин Владимир Васильевич

Ведущая организация: Томский государственный университет

Защита состоится «\_14\_» \_\_мая \_\_ 2009 г. в 15.00 на заседании диссертационного совета Д 212.286.01 по защите диссертаций на соискание ученой степени доктора физико-математических наук при Уральском государственном университете им. А.М. Горького (620083, г. Екатеринбург, К-83, пр. Ленина 51, комн. 248).

С диссертацией можно ознакомиться в научной библиотеке Уральского государственного университета им. А.М. Горького.

Автореферат разослан

«\_\_\_\_» \_\_\_\_\_ 2009 г.

Ученый секретарь  
диссертационного совета Д 212.286.01,  
доктор физико-математических наук,  
старший научный сотрудник

Н.В. Кудреватых

## ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАБОТЫ

### Актуальность

За минувшее столетие в парниковом эффекте отчетливо проявилась переменная составляющая, наблюдается резкое повышение содержания ключевых парниковых газов ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$  и др.) в атмосфере, сопровождающееся ростом среднегодовой температуры поверхности Земли. Вековой тренд термического режима системы «атмосфера-поверхность» привел к наблюдаемым уже невооруженным глазом климатическим изменениям, таким как масштабное таяние ледников. Отмечается рост ежегодного количества и мощности экстремальных метеорологических событий: ураганов, наводнений и т.п. Согласно данным палеоклиматических исследований, *Petit J.R. et al 1999; Jouzel J. et al 2007*, тепловой режим нашей планеты следует определенным циклам потепления и похолодания, коррелирующими с изменением содержания  $\text{CO}_2$  и  $\text{CH}_4$  в атмосфере. Максимальные вариации температуры поверхности между циклами составляют до 10 градусов. В настоящий период Земля находится в очередном цикле потепления, начавшемся около 10 тыс. лет. Однако, существенной отличительной особенностью нынешнего цикла является то, что количество накопленного  $\text{CO}_2$  и  $\text{CH}_4$  в атмосфере сейчас значительно превышает их значения когда либо имевшие место за последние 800 тыс. лет. Минимальные и максимальные значения  $\text{CO}_2$  и  $\text{CH}_4$  в атмосфере за эти 800 тыс. лет до индустриального периода составляли соответственно около 190 ppm и 290 ppm по углекислому газу и около 350 ppb и 750 ppb по метану. Концентрация  $\text{CO}_2$  в современной атмосфере Земли составляет около 380 ppm, а концентрация  $\text{CH}_4$  около 1800 ppb и произошел этот скачок за последние примерно 150 лет. Аномально высокое содержание ключевых парниковых газов в современной атмосфере и главным образом большая скорость их накопления в настоящее время указывает на возможность антропогенного характера современных процессов. Вероятно, имеющее место за последние 100-150 лет резкое увеличение концентрации парниковых газов в атмосфере связано с аграрной и индустриальной и активностью человека. Следствием чего стало размыкание углеродного цикла и накопление  $\text{CO}_2$  в атмосфере, *Bolin B. 1977; Горшков В.Г. 1995; Kondratyev K. Ya. 1998; Kondratyev K. Ya., Krapivin V.F., Varotsos A. 2003*. Рост температуры поверхности в свою очередь способствует увеличению эмиссии углекислого газа из таких резервуаров как океан и карбонаты земной коры, где его запасы огромны и достаточны для создания давления в десятках атмосфер, практически как на Венере. Также с увеличением температуры поверхности возрастает вероятность выхода большого количества  $\text{CH}_4$  в атмосферу из метаногидратов.

Растущий парниковый эффект на Земле становится важной научной проблемой современности (*Будыко М.И. 1980; Bach W. et al, 1987; Клименко В.В. и др. 1994, 2001; Kondratyev K. Ya. 1998, 2003; Bolin B. 2003; Марчук Г.И. 2003; Израэль Ю.А. 2003; Lovelock J. 2004; Горшков В.Г. и др. 2006; Голицын Г.С., Гинзбург А.С. 2007*). Основным инструментом для теоретического изучения климатической системы планеты и прогнозирования изменений климата в будущем является численное моделирование процессов теплообмена в сис-

теме «атмосфера – поверхность» в рамках 3D моделей общей циркуляции атмосферы: *Борисенков Е.П. 1960, Manabe S. et al 1964, Монин А.С. 1969, 1975; Голицын Г.А. 1973, Сергин В.Я., Сергин С.Я. 1978; Марчук Г.И. и др. 1980; Hansen J. et al 1983; Кароль И.Л., Фролькис А.А. 1984; Муссеев Н.Н. и др. 1985; Алексеев В.А. и др., 1998; Дымников В.П. и др. 2003; Sumi A. et al 2003 и др.; Мохов И.И. и др. 2006.* Центральным направлением современного развития моделей общей циркуляции атмосферы является более детальное описание всех физических процессов, происходящих в атмосфере и океане на как можно более мелкой координатной сетке, включая взаимодействие с биотой и учет рельефа поверхности. Некоторые современные модели учитывают изотопное разделение водяного пара при фазовых превращениях, в которых отношение  $\text{HDO}/\text{H}_2\text{O}$  является трассером «силы гидрологического цикла», *Hoffmann G. et al 2003; Noone D. et al 2004; Shmidt G. et al 2004, Yoshimura K. et al 2008.* Поле величины этого отношения для газовой фазы, определённое по Земному шару отражает предысторию формирования воздушных масс (количество циклов испарения и конденсации) и характеризует режим переноса скрытого тепла в атмосфере от экватора к полюсам. Однако, несмотря на детальный учет всех процессов тепломассопереноса в системе «атмосфера – поверхность», современные 3D модели все же имеют один принципиальный недостаток. Радиационный блок этих моделей, характеризующий перенос теплового излучения в молекулярной атмосфере, включает параметризацию только основных колебательных полос поглощения парниковых газов и не учитывает горячие полосы, коэффициент поглощения в которых имеет экспоненциальную температурную зависимость. В результате, при моделировании термического режима системы «атмосфера-поверхность Земли» не учитывается влияние этого экспоненциального механизма положительной обратной связи, который может приводить к пороговым особенностям в парниковом эффекте.

В связи с проблемой аномально быстрого роста концентраций углекислого газа и метана в атмосфере в настоящее время и наличием огромного количества этих газов депонированных в различных земных резервуарах, актуальным становится вопрос о глобальной устойчивости современного термического режима поверхности Земли при условии потенциально возможного «неограниченного» накоплении парниковых газов в атмосфере. На первоначальном этапе такого рода исследований для физически адекватного описания теплового баланса поверхности Земли в широком диапазоне температур выше современной (~100 и более градусов) целесообразна разработка относительно простых 1D (по вертикали) радиационных моделей учитывающих поглощение ИК излучения во всех колебательно-вращательных полосах парниковых газов.

Технологии дистанционного инфракрасного зондирования атмосферы с целью мониторинга метеорологических параметров и состава атмосферы давно и активно разрабатываются как у нас в стране, *Кондратьев К.Я. и Тимофеев Ю.М. 1970; Зуев В.Е. 1970; Малкевич М.С. 1973; Зуев В.Е. и Кабанов М.В. 1987; Тимофеев Ю.М. 1989; Зуев В.Е. и Зуев В.В. 1992; Успенский А.Б. и др. 2003,* так и за рубежом, *Chahine M. et al 1968, Smith W. et al 1970; Chedin A. et al 1985; Nakajima T. et al 1996; Beer R. et al 2005 и др.* Прогресс в развитии инфракрас-

ной техники и появление в 1990-х годах спутниковых Фурье спектрометров достаточно высокого разрешения (до  $0.05\text{ см}^{-1}$ ) и Фурье спектрометров наземного базирования с разрешением до  $0.001\text{ см}^{-1}$  позволяет иметь десятки-сотни тысяч спектральных каналов в тепловой инфракрасной области. В результате существенно повысилась информативность натурных спектров атмосферы. Обратная задача по определению параметров атмосферы из ее тепловых спектров высокого разрешения стала существенно переопределенной. Произошли качественные изменения в методах обработки и интерпретации спутниковых данных. Успехи в области прикладной атмосферной инфракрасной спектроскопии, создание баз данных детальной спектроскопической информации по атмосферным газам: *HITRAN*, *GEISA* и др., накопление априорной информации по профилям температуры и концентраций оптически активных газовых составляющих атмосферы в базе *TIGR*, информационной системе *British Atmospheric Data Center* и др. способствуют прогрессу в дистанционном зондировании парниковых газов, таких как:  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}$ ,  $\text{O}_3$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{N}_x\text{O}_y$ ,  $\text{CO}_2$  и других, включая некоторые их изотопомеры. Наличие системы многолетнего мониторинга управляющих параметров климатической системы Земли (радиационный баланс планеты, альbedo, концентрация парниковых газов, водный цикл, баланс энтропии и свободной энергии на верхней границе атмосферы) позволит в перспективе получать новые знания о физике теплового баланса нашей планеты, выявить характерные тренды в процессе глобального потепления и их количественные характеристики. Важными являются данные по таким параметрам атмосферы и составляющим энергобаланса Земли как:

- температура атмосферы (вертикальный профиль) и подстилающей поверхности;
- концентрация парниковых газов в атмосфере (вертикальный профиль и общее содержание в атмосферном столбе);
- характеристика «силы гидрологического цикла» - отношение  $\text{HDO}/\text{H}_2\text{O}$  в атмосфере (широтное распределение);
- вероятные стационарные режимы среднегодового теплового баланса планеты в области более высоких температур поверхности и их устойчивость;
- потоки энтропии и потоки свободной энергии излучения через верхнюю границу атмосферы;

Исследование пороговых закономерностей теплового баланса системы «атмосфера-поверхность Земли» при увеличении концентрации парниковых газов в атмосфере имеет фундаментальное значение, а термическое зондирование из космоса параметров, характеризующих состояние атмосферы, является важной прикладной задачей. Решение этих проблем требует более точного учета спектральных характеристик молекулярной атмосферы, что определяет актуальность проводимых исследований, а новые технические возможности дистанционной инфракрасной Фурье спектроскопии атмосферы с высоким спектральным разрешением позволяют внести существенный вклад в их решение.

**Основной целью работы** является исследование устойчивости глобального термического режима системы «атмосфера – поверхность Земли» в области среднегодовых температур выше современной и получение количественных данных о состоянии атмосферы по ее инфракрасным спектрам высокого разрешения.

**Задачи диссертации:**

1. Развитие и программная реализация прямых line-by-line и обратных моделей переноса теплового излучения в безоблачной слабоаэрозольной атмосфере (когда многократным рассеянием можно пренебречь) с высоким спектральным разрешением (до  $0.0001 \text{ см}^{-1}$ ) для различных геометрий наблюдения: надир, зенит, лимб, наклонные трассы;
2. Разработка горизонтально-осредненных (глобальных) одномерных (по вертикали) моделей среднегодового термического режима поверхности Земли с положительной обратной связью, учитывающих пороговый механизм поглощения теплового излучения в горячих колебательных полосах  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$  и других парниковых газов. Экспериментальное подтверждение существования данного порогового механизма;
3. Определение возможных стационарных состояний глобального среднегодового теплового баланса поверхности Земли в области температур выше современной,  $>288.2\text{K}$ , исследование их устойчивости и условий перехода между ними;
4. Разработка модели для расчетов потоков свободной энергии и энтропии излучения через верхнюю границу атмосферы, исследование экстремумов модели; концепция мониторинга баланса потоков свободной энергии на верхней границе атмосферы;
5. Развитие и программная реализация методов решения обратных задач по переносу теплового излучения в молекулярной атмосфере для определения вертикальных профилей температуры и концентрации парниковых газов в атмосфере по ее инфракрасным спектрам высокого разрешения полученных современными спутниковыми сенсорами: IMG, AIRS и Фурье спектрометрами наземного базирования FTIR;
6. Разработка методологии для дистанционного зондирования параметра атмосферы характеризующего «силу гидрологического цикла» (отношение  $\text{HDO}/\text{H}_2\text{O}$  в атмосфере) из спектров уходящего в космос теплового излучения и спектров пропускания атмосферы, измеряемых инфракрасными наземными Фурье спектрометрами высокого разрешения. Получение количественных данных о широтно-высотном распределении величины отношения  $\text{HDO}/\text{H}_2\text{O}$  в атмосфере из спектров уходящего теплового излучения, измеренных сенсором IMG со спутника ADEOS над районом Тихого океана (65 ю.ш. - 65 с.ш.; 130 - 170 з.д.);

**Методами исследования** являлись: теория переноса теплового излучения и радиационного теплообмена в газовых средах, методы моделирования лучистого теплообмена в системе «атмосфера-поверхность Земли», учитывающие

особенности колебательно-вращательной спектроскопии молекул атмосферных газов; квантовая оптика и статистика фотонов; методы решения некорректных обратных задач, линейной алгебры и математической статистики с проведением численных расчетов на ЭВМ; статистический анализ и обработка больших объемов информации (базы данных по спектроскопическим параметрам и параметрам атмосферы, измеряемые спектры).

**На защиту выносятся следующие положения:**

1. Горизонтально-осредненные одномерные по вертикали энергобалансные модели парникового эффекта в приближении радиационно-конвективного равновесия атмосферы, включающие механизм закрывания окна прозрачности 8-13 мкм из-за поглощения теплового излучения в горячих колебательно-вращательных полосах  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{O}$ , предсказывают возможность существования нескольких стационарных режимов глобального среднегодового теплового баланса поверхности Земли в области температур выше современной  $> 288.2\text{K}$ .

2. Выявленные температурные закономерности, учитывающие положительные и отрицательные обратные связи в процессах теплообмена системы «атмосфера-поверхность Земли», позволяют оценивать пороговую концентрацию  $\text{CO}_2$  и  $\text{CH}_4$  в атмосфере, превышение которой ведет к перегреву поверхности и переходу в горячее устойчивое состояние, аналогичное состоянию Венеры. А также оценить предельную скорость увеличения планетарного альбедо с ростом температуры, выше которой современный термический режим поверхности Земли (при заданных начальных концентрациях парниковых газов в атмосфере) является единственной устойчивой точкой в области температур  $> 288.2\text{K}$ .

3. Модель для расчета баланса потоков свободной энергии излучения на верхней границе атмосферы. Баланс потоков свободной энергии на верхней границе атмосферы планеты как функция оптической толщины эквивалентной серой атмосферы (для теплового излучения) имеет минимум при оптической толщине характерной для атмосферы Земли.

4. Регулярные методы решения некорректных обратных задач инфракрасной атмосферной оптики позволяют с достаточной точностью определять переменные параметры атмосферы, такие как: вертикальные профили температуры и концентрацию оптически активных газовых примесей из спектров высокого разрешения ( $\sim 0.05\text{ см}^{-1}$ ) уходящего в космос теплового излучения Земли в диапазоне  $600\text{-}2500\text{ см}^{-1}$ .

5. Метод нейронных сетей позволяет решать обратную задачу определения параметров атмосферы (вертикальные профили температуры и концентрации парниковых газов  $\text{CH}_4$  и  $\text{CO}_2$ ) из ее инфракрасных спектров в диапазоне ( $600\text{-}6500\text{ см}^{-1}$ ) высокого разрешения ( $\sim 0.05\text{ см}^{-1}$ ) в реальном режиме времени с точностью сравнимой с другими методами.

6. Методология спутникового зондирования атмосферы Земли с помощью инфракрасной спектроскопии высокого разрешения ( $\sim 0.05\text{ см}^{-1}$ ) в диапазоне  $600\text{-}2500\text{ см}^{-1}$  предоставляет возможность решения задачи мониторинга отношения  $\text{HDO}/\text{H}_2\text{O}$  в атмосфере - параметра, характеризующего интенсивность цикла фазовых превращений воды в климатической системе.

## **Достоверность**

Достоверность результатов и выводов диссертационной работы обеспечивается использованием хорошо апробированных физических моделей, строгостью используемых математических методов, непротиворечивостью результатов и выводов, согласованностью с современными представлениями о термодинамике и инфракрасной оптике атмосферы, их сравнением с результатами других авторов и экспериментальными данными.

**Научная новизна** полученных результатов заключается в следующем:

1. Предложена модель порогового парникового эффекта, описывающая возможные стационарные состояния глобальной среднегодовой температуры поверхности Земли в области температур выше современной. Сделана оценка критических значений параметров модели для перехода из современного состояния атмосферы в перегретое состояние типа Венеры.

2. Предложен метод для расчета баланса потоков свободной энергии излучения на верхней границе атмосферы. Показано, что результирующий поток свободной энергии, поступающий на планету через верхнюю границу атмосферы, имеет минимум при значении оптической толщины атмосферы (для теплового излучения) характерном для атмосферы Земли. Впервые сделана количественная оценка среднегодового баланса потоков свободной энергии на верхней границе атмосферы Земли.

3. Впервые методология нейронных сетей применена для решения обратных задач атмосферной оптики по определению вертикальных профилей температуры и концентраций парниковых газов из инфракрасных спектров атмосферы высокого разрешения.

4. Из данных сенсора AIRS со спутника AQUA впервые выявлены сезонные вариации содержания метана в атмосфере Западной Сибири. Сделана оценка вклада природной эмиссии метана из болот в общее содержание метана в атмосфере над районом 58-68 с.ш.; 58-90 в.д.

5. Предлагается метод дистанционного зондирования среднего по тропосфере отношения концентраций изотопов  $^{13}\text{CO}_2/^{12}\text{CO}_2$  по спектрам пропускания атмосферы в диапазоне  $6100\text{--}6300\text{ см}^{-1}$ , измеряемых Фурье спектрометрами наземного базирования с высоким разрешением  $\sim 0.001\text{ см}^{-1}$  и достаточно высоким отношением сигнал/шум.

6. Предложена методика определения вертикального профиля отношения  $\text{HDO}/\text{H}_2\text{O}$  в атмосфере из спектров пропускания атмосферы теплового диапазона, измеряемых Фурье спектрометрами наземного базирования с высоким разрешением.

7. Предложен метод определения вертикального профиля отношения  $\text{HDO}/\text{H}_2\text{O}$  в атмосфере из спектров уходящего теплового излучения, измеряемых спутниковыми сенсорами с высоким спектральным разрешением.

8. Из спектров сенсора IMG со спутника ADEOS впервые получены количественные данные о широтном распределении вертикальных профилей отношения  $\text{HDO}/\text{H}_2\text{O}$  в атмосфере и отношения  $\text{HDO}/\text{H}_2\text{O}$  в полном атмосферном столбе над акваторией Тихого океана.



### **Научная ценность положений и полученных результатов**

- Разработанные 1D модели порогового парникового эффекта позволяют исследовать возможные стационарные состояния термического режима поверхности Земли в широком диапазоне температур и условия переходов между ними.
- Предложенный метод расчета потоков свободной энергии излучения в атмосфере является основой концепции спутникового мониторинга баланса свободной энергии на верхней границе атмосферы Земли.
- Разработанная схема решения обратной задачи методом нейронной сети для главных компонент в принципе может быть применена для определения любых измеряемых характеристик атмосферы, таких как «спектр - атмосферные параметры».
- Полученные из спектров сенсора AIRS со спутника AQUA количественные данные о сезонных вариациях метана в атмосфере Западной Сибири и по вкладу естественной эмиссии метана из болотной экосистемы в атмосферный метан являются опорными для других исследователей.
- Полученное из данных сенсора IMG со спутника ADEOS широтное распределение вертикальных профилей отношения  $\text{HDO}/\text{H}_2\text{O}$  в атмосфере и отношения  $\text{HDO}/\text{H}_2\text{O}$  в полном атмосферном столбе над Тихим океаном является реперным для других исследователей, а также используются для верификации моделей общей циркуляции атмосферы учитывающих разделение изотопов воды при фазовых превращениях.

**Практическая значимость** полученных результатов заключается в том, что развитые модели и методы реализованы в специализированном прикладном программном пакете Fine InfraRed Explorer of Atmospheric Radiation MeasurementS (FIRE-ARMS), предназначенном для исследований в области инфракрасной оптики и спектроскопии искусственных газовых сред и атмосферы Земли. Данный программный пакет доступен на сайте <http://remotesensing.ru> с 2000 г. и используется специалистами ИММ УрО РАН, УрГУ, ГОИ, ГГО, ИХФ РАН, Югорского НИИ ИТ, ВолГУ, Sun Yat-Sen University, MRI, NIRE, NICT, CCSR of University of Tokyo, и многими другими.

- Разработанная модель взрывного парникового эффекта позволила выявить его пороговый характер и сделать первичную оценку критических значений концентрации  $\text{CO}_2$  в атмосфере и температуры поверхности для развития глобальной тепловой неустойчивости системы «атмосфера-поверхность Земли».
- Разработанные методы определения концентрации  $\text{CH}_4$  и  $\text{CO}_2$  в атмосфере по инфракрасным спектрам высокого разрешения регистрируемых со спутников являются частью системы обработки спутниковых данных для проекта JAXA GOSAT 2004-2013.
- Предложенный метод определения расхода попутного газа на факелах по данным спутниковых сенсоров типа MODIS в инфракрасных каналах использо-

ван для эпизодического мониторинга одного из мощных факелов ХМАО расположенного в районе 61.8 с.ш., 77.2 в.д.

- Полученные из спектров AIRS данные по содержанию метана в атмосфере были использованы для оценки вклада естественной эмиссии метана из болот в общее содержание метана в атмосфере Западной Сибири.

- Разработанный метод определения вертикальных профилей отношения  $\text{HDO}/\text{H}_2\text{O}$  в атмосфере из ее тепловых спектров высокого разрешения позволил получить из данных сенсора IMG со спутника ADEOS широтное распределение профилей  $\text{HDO}/\text{H}_2\text{O}$  над районом Тихого океана. Полученные данные используются специалистами для верификации известных моделей общей циркуляции атмосферы (NASA GISS ModelE и ECHAM4), учитывающих изотопное разделение в процессах фазовых превращений воды.

**Связь с плановыми работами.** Работа выполнялась в рамках плановых и инициативных научно-исследовательских работ в соответствии с программами:

- «Инфракрасная колебательно-вращательная спектроскопия атмосферных газов и ее приложения в задачах атмосферной оптики и климатологии»
- «Термическое зондирование атмосферы и подстилающей поверхности, спутниковые измерения».

Часть работ была выполнена автором по грантам №1117 IMG/ADEOS 1995-1999 и STA-MRI-1998, гранту РФФИ-ЮГРА № 03-07-96836, гранту INTAS № 03-51-6294, грантам РФФИ № 06-01-00669 и РФФИ №07-07-00269-а.

#### **Рекомендации по внедрению.**

Результаты работы могут быть использованы в организациях занимающихся исследованиями в области теплофизики и инфракрасной спектроскопии искусственных и природных газовых сред, оптики и физики атмосферы, дистанционного зондирования и экологического мониторинга природных и техногенных сред.

**Апробация работы.** Основные результаты диссертационной работы докладывались на: Всесоюзном симпозиуме по распространению лазерного излучения в атмосфере (Томск 1982, 1986); Всесоюзном симпозиуме по молекулярной спектроскопии высокого разрешения (Томск 1982, 1985; Красноярск 1987); Всесоюзном съезде по спектроскопии (Томск, 1983); Международной Вавиловской конференции по нелинейной оптике (Новосибирск, 1984); Международной школе по нелинейной и когерентной оптике (Братислава, 1987); Всероссийском совещании по природным и антропогенным катастрофам (Томск, 1991; Новосибирск, 1993); Международном симпозиуме-школе по молекулярной спектроскопии высокого разрешения (Омск, 1991; Санкт-Петербург, 1996; Томск, 1999; Нижний-Новгород, 1993, 2006); Международном симпозиуме по тепломассобмену и неравновесным процессам в газах (Минск, 1992); Международном коллоквиуме по прикладной атмосферной спектроскопии (Реймс, 1993, 2005); Международном конгрессе по глобальному потеплению (Вена, 1996); Международном симпозиуме «Оптика атмосферы и океана.

Физика атмосферы» (Томск, 1998); Международном симпозиуме по атмосферным наукам из космоса с использованием инфракрасной Фурье-спектроскопии высокого разрешения (Токио 1994; Тулуза, 1998; Киото, 2000г.); Всероссийской конференции «Обратные задачи и информационные технологии рационального природопользования» (Ханты-Мансийск, 2001, 2005, 2006); Международной конференции «Ракетные двигатели и проблемы освоения космического пространства» (Москва, 2003); Всемирной конференции по изменению климата (Москва 2003); Международном симпозиуме стран СНГ «Атмосферная радиация» (Санкт-Петербург, 2004, 2006); Международной рабочей группе по стабильным изотопам водяного пара в атмосфере (Вена, 2004); Международном симпозиуме по дистанционному зондированию атмосферы, океана, окружающей среды и космоса (Гонолулу, 2004); Международном рабочем совещании по проекту ИНТАС CASUS 03-51-6294 (Ханты-Мансийск, 2004; Томск, 2005; Екатеринбург, 2006; Новосибирск, 2007); Международном рабочем совещании по Фурье спектроскопии атмосферы (Ханты-Мансийск, 2006); Международном симпозиуме «Физика атмосферы: Наука и образование» (С. Петербург-Петродворец, 2007); на совещании рабочей группы «Аэрозоли Сибири» (Томск, 2007, 2008); на семинарах: по физике солнечно-земных связей (Москва РАН, 1993), Метеорологического исследовательского института (Цукуба, Япония 1998), Центра климатических исследований Университета Токио (Токио, Япония 2000-2001), Национального института информационных технологий (Токио, Япония 2005), Института мониторинга климатических и экологических систем (Томск, 2007), кафедры молекулярной физики УГТУ-УПИ (Екатеринбург, 2008); Международной конференции «Алгоритмический анализ неустойчивых задач» (Екатеринбург, 2008).

### **Публикации.**

Материалы диссертации в полном объеме опубликованы в научной печати, в том числе: в ведущих рецензируемых научных журналах и изданиях: (30 статей), одна глава в коллективной монографии издательства Springer/Praxis UK, в изданиях SPIE (8 статей), один препринт ТНЦ СО АН СССР, в трудах международных и всероссийских конференций и совещаний, в национальных и международных отчетах.

**Вклад автора.** Основные результаты диссертационной работы получены автором лично как в процессе индивидуальных, так и коллективных исследований. Вклад автора на разных этапах выражался в постановке решаемых задач, разработке моделей и методов их решения, проведения расчетов, обсуждении и интерпретации полученных результатов.

Под руководством автора в исследованиях принимали непосредственное участие сотрудники: К.Г. Грибанов, М.В. Фалько, О.И. Асипцов, А.Ю. Топтыгин. Часть результатов первой главы и основные результаты третьей главы и приложений получены совместно с К.Г. Грибановым, часть результатов первой главы получена также при участии М.В. Фалько и О.И. Асипцова, часть результатов третьей главы получена при участии А.Ю. Топтыгина. Основные резуль-

таты четвертой главы получены совместно с К.Г. Грибановым и А.Ю. Топтыгиным. Лично автору принадлежит постановка задач и формулировка решений по разработке моделей и методов, а также интерпретация полученных результатов. На различных этапах в работе также принимали участие: Вл.Г. Тютерев, А. Нестеренко, В.Е. Прокопьев, В.М. Шмелев, В.Г. Крупкин, С.В. Кондратов, С.А. Ташкун, А. Чурсин, В.Ф. Головкин, А. В. Наумов, В.В. Голомолзин, К.С. Алсынбаев, Я.С. Суляев, а также проф. Имасу Р., д-р Касай Я. и д-р Агава А. (Токио, Япония), д-р Аоки Т. и д-р Фукабори М. (Цукуба, Япония), проф. Жузель Ж. и д-р Хоффманн Г. (Париж, Франция), д-р Шмидт Г. (Нью-Йорк, США), проф. Блойтен В. (Утрехт, Нидерланды).

### **Объем и структура диссертации**

Диссертационная работа состоит из введения, 4 глав, заключения, приложения и списка литературы, включающего 456 наименований. Полный объем диссертации 315 страниц, в том числе 147 рисунков, 1 таблица.

## **КРАТКОЕ СОДЕРЖАНИЕ РАБОТЫ**

**Во введении** обсуждается актуальность темы диссертации, сформулированы цель и задачи исследований, изложена структура и краткое содержание работы, перечислены выносимые на защиту положения.

**В первой главе** рассмотрены вопросы переноса теплового излучения в молекулярной атмосфере, прямая line-by-line модель высокого спектрального разрешения (до  $0.0001 \text{ см}^{-1}$ ) для расчета наблюдаемой спектральной плотности яркости излучения безоблачной слабоаэрозольной атмосферы (когда многократным рассеянием можно пренебречь) в диапазоне ( $0-10000 \text{ см}^{-1}$ ) для различных геометрий распространения: надир, зенит, лимб, наклонные трассы. Предложены одномерные (по вертикали) спектроскопические модели парникового эффекта, учитывающие пороговый механизм закрывания окна прозрачности 8-13 мкм из-за поглощения в горячих колебательных полосах  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{O}$  и допускающие наличие устойчивых и неустойчивых стационарных тепловых состояний системы «атмосфера-поверхность Земли» в широком диапазоне температур поверхности, а также позволяющие оценивать пороговые условия перехода из современного теплового состояния в перегретое состояние, аналогичное состоянию Венеры. Описан оригинальный эксперимент, наглядно демонстрирующий пороговый механизм поглощения инфракрасного излучения в горячих полосах  $\text{CO}_2$  на примере взрывного разогрева атмосферного воздуха с примесью углекислого газа излучением 10.6 мкм.

Уравнение переноса излучения используется для описания лучистого теплообмена в различных средах с начала прошлого века, *Schwarzschild K. 1914, Chandrasekhar 1925*, затем получившее развитие (включая разработку 3D моделей) для различных атмосферных приложений в работах: *Кузнецова Е.С. 1940; Кондратьева К.Я., Тимофеева Ю.М. 1970, Зуева В.Е. 1970; Фейгельсон Е.М.*

1978, 1981; Тимофеева Ю.М. 1989; Титова Г.А. 1989, Фомина Б.А. 1993, 2005; Успенского А.Б. и др. 1999; Мельниковой И.Н., Васильева А. 2002; Сушкевич Т.А. 2005; Lenoble J. 1985; Goody R. 1989; Liou K.N. 2002 и многих других отечественных и зарубежных исследователей. Перенос тепловой радиации в молекулярной атмосфере Земли рассматривается в рамках 1D модели в приближении локального термодинамического равновесия, при котором собственное излучение атмосферного слоя выражается через функцию Планка для излучения чёрного тела и молекулярный коэффициент поглощения. Коэффициент поглощения при этом рассчитывается суммированием по всем линиям (line-by-line) с учетом справедливости равновесного (Больцмановского) распределения заселенностей колебательно-вращательных уровней молекул атмосферных газов. Тонкие эффекты, связанные с нарушением локального термодинамического равновесия в высоких слоях атмосферы выходят за рамки рассматриваемых в данной работе.

Впервые метод line-by-line суммирования для атмосферных приложений был применен Кондратьевым К.Я. и Тимофеевым Ю.М. 1967, модернизированный сверхбыстрый line-by-line метод предложен Фоминым Б.А. 1993. Решение одномерного дифференциального уравнения переноса теплового излучения для спектральной плотности яркости атмосферы при наблюдении сверху  $W_\nu^{up}$  и снизу  $W_\nu^{down}$  имеет вид:

$$\begin{aligned} W_\nu^{up} &= (\varepsilon_\nu B_\nu(T_s) + (1 - \varepsilon_\nu) W_\nu^{down}) P_\nu + \int_0^H K_\nu(h) B_\nu(T(h)) \exp\left(-\int_h^H K_\nu(h') dh'\right) dh, \\ W_\nu^{down} &= \int_0^H K_\nu(h) B_\nu(h) \exp\left(-\int_0^h K_\nu(h') dh'\right) dh, \\ \tau_\nu &= \int_0^H K_\nu(h) dh, \quad P_\nu = \exp(-\tau_\nu), \end{aligned} \quad (1)$$

Где  $B_\nu(T(h))$ - функция планка для излучения черного тела,  $\nu$  - частота монохроматического излучения,  $\varepsilon_\nu$  - излучательная способность поверхности,  $h = \sec \theta \cdot z$ , здесь  $\theta(z)$  – зенитный угол наблюдений или угол сканирования как функция высоты  $z$ ;  $H$  - высота верхней границы атмосферы;  $\tau_\nu$ ,  $P_\nu$  – оптическая толщина и функция пропускания атмосферы, соответственно. Восходящие и нисходящие потоки теплового излучения атмосферы рассчитываются интегрированием функционалов  $W_\nu^{up}$ ,  $W_\nu^{down}$  по всему спектру теплового излучения (для современной атмосферы Земли достаточным является интервал 0-3000 см<sup>-1</sup>) и по телесному углу полусферы  $\Omega$ :

$$F^{rad} = \int_\Omega d\Omega \int_0^{3000} W_\nu d\nu. \quad (2)$$

Развитая спектральная зависимость функционалов  $W_\nu^{up}$ ,  $W_\nu^{down}$ ,  $\tau_\nu$ ,  $P_\nu$  через коэффициент ослабления  $K_\nu$  и непосредственно через интегралы (1) от параметров атмосферы (температура поверхности, вертикальные профили

давления, температуры, профили концентраций оптически активных газов) характеризует высокую потенциальную возможность определения этих параметров из перечисленных функционалов, измеряемых спутниковыми или наземными инфракрасными Фурье интерферометрами высокого спектрального разрешения.

Ключевой величиной в расчётах потоков теплового излучения атмосферы является спектральный коэффициент ослабления излучения компонентами атмосферы  $K_\nu$ , который зависит от параметров атмосферы в рассматриваемой точке и волнового числа  $\nu$ . Его можно представить как сумму:

$$K_\nu = K_\nu^{gas} + K_\nu^{abs} + K_\nu^{sca}, \quad (3)$$

где  $K_\nu^{gas}$  – коэффициент поглощения газовыми составляющими атмосферы,  $K_\nu^{abs}$ ,  $K_\nu^{sca}$  – коэффициенты поглощения и однократного рассеяния аэрозольными составляющими атмосферы. Для теплового излучения в условиях безоблачного неба основной вклад в (3) даёт  $K_\nu^{gas}$ , который определяется вертикальными профилями температуры, давления и концентраций всех оптически активных газов в атмосфере. Коэффициент  $K_\nu^{gas}$  разделяется на line by line коэффициент молекулярного поглощения  $K_\nu^\Sigma$  и дополнительный коэффициент  $K_\nu^*$ . Последний учитывает эффекты континуального поглощения водяным паром и смещения линий в Q-ветвях  $\text{CO}_2$  и  $\text{CH}_4$ . Коэффициент молекулярного поглощения газов  $K_\nu^\Sigma$  вычисляется путем суммирования по всем спектральным линиям (line-by-line) всех атмосферных газов с использованием последних версий базы данных HITRAN.

Оригинальной особенностью представленной в работе модели является то, что в отличие от известных в литературе вычислительных кодов, таких как: *FASCODE*, *LBLRTM*, сверхбыстрых прямых моделей (*Fomin B.A. 1993*), а также более поздних моделей, *ARTS*, *SMOCO* и других аналогичных моделей, здесь интегрирование осуществляется на нефиксированной сетке высот, *Грибанов К.Г. и др. 1999, Griбанov K.G. et al 2001*. Количество учитываемых слоев атмосферы для каждого волнового числа  $\nu$  выбирается независимо, чтобы обеспечить единую заранее заданную точность расчетов  $W_\nu$  в (1) для всех волновых чисел. Даная прямая модель позволяет рассчитывать спектральные плотности яркости теплового излучения в безоблачной слабоаэрозольной атмосфере в диапазоне  $0\text{--}10000\text{ см}^{-1}$  с разрешением до  $0.0001\text{ см}^{-1}$ , для различных геометрий распространения, рассчитывать весовые функции, производить конволюцию спектров высокого разрешения с различными аппаратными функциями спектрометров, а также рассчитывать восходящие и нисходящие потоки теплового излучения атмосферы. Она была верифицирована путем сравнения с моделями других авторов, ее возможности для анализа тонких спектроскопических эффектов продемонстрированы на натурных спектрах уходящего теплового излучения Земли, зарегистрированных сенсором *IMG* со спутника *ADEOS* и спектрах пропускания атмосферы, регистрируемых наземными *FTIR*. Данная

модель реализована в программном пакете FIRE-ARMS (<http://remotesensing.ru>) для геометрий наблюдения атмосферы: надир, зенит, лимб, наклонные трассы и использовалась для моделирования критических особенностей парникового эффекта в атмосфере Земли и определения профилей температуры и концентраций парниковых газов в атмосфере из спутниковых данных по тепловому излучению.

Исследования возможных больших колебаний климата в области температур поверхности Земли ниже современной ( $< 288.2$  К), наличие холодных стационарных состояний теплового баланса системы «атмосфера-поверхность» (вплоть до режима оледенения Земли) и анализ их устойчивости обсуждаются в литературе с 60-х годов прошлого столетия, Будыко М.И. 1967; Сергин В.Я., Сергин С.Я. 1978; Голицин Г.С., Мохов И.И. 1978; Crafford C. et al 1978; Ghil M. et al 1979; Кароль И.Л. 1988; Kirschvink J.L. 1992; Hoffman P.F. et al 1998; Lewis J.P. et al 2006 и др. В то время как исследованиям возможных больших колебаний климата в области температур поверхности Земли выше современной (т.е.  $> 288.2$  К) уделяется недостаточно внимания. Классические модели парникового эффекта, Budyko M.I. (1969, 1980), Sellers W.D., (1969), Bach W. et al, (1987), McGuffie K. and Henderson-Sellers A. (1997), базируются на предположении, что тепловой баланс поверхности Земли регулируется главным образом вариациями нисходящего теплового излучения атмосферы в крыльях основной 15 микронной полосы  $\text{CO}_2$ , так как центр этой полосы насыщен. В подобных моделях при увеличении только концентрации одного углекислого газа в атмосфере изменение температуры поверхности можно аппроксимировать логарифмической насыщающейся функцией относительного изменения  $\text{CO}_2$  в атмосфере. Однако такая зависимость имеет место только до тех пор, пока температура поверхности Земли и концентрация  $\text{CO}_2$  в ее атмосфере ниже некоторых пороговых значений. В около пороговой области существенным становится поглощение в горячих полосах  $\text{CO}_2$  и других парниковых газах, особенно  $\text{H}_2\text{O}$ , ведущее к закрыванию окна прозрачности 8-13 мкм, Захаров В.И. и др. 1991, 1992, Zakharov V.I. et al 1997, Zakharov V.I. 2008, через которое идет радиационное охлаждение поверхности. Моделирование радиационного режима атмосферы Венеры (Москаленко Н.И., Кондратьев К.Я. 1985) и прямые измерения ее температуры с помощью летательных аппаратов, Кондратьев К.Я. (1990), подтверждают наличие сильнейшего парникового эффекта в ее углекислотной атмосфере с небольшой примесью водяного пара. Температура поверхности Венеры около 730К, несмотря на существенно меньший подогрев ее поверхности солнечным излучением (из-за большого альбедо Венеры  $\sim 0.75$ ) чем поверхности Земли.

В научной литературе также дискутируются модели, рассматривающие возможность сильного перегрева атмосфер планет, в результате так называемого саморазгоняющегося парникового эффекта, Gold T. (1964), Komabayashi M. (1967, 1968), Ingersoll A.P. (1969), Abe Y. and Matsui T. (1988), Kasting J. F. (1988), Nakajima S. et al (1992), Pujol T. (2002), Ishiwatari, M. et al (2007), вследствие накопления большого количества  $\text{H}_2\text{O}$  в атмосфере на ранней стадии их эволюции, при условии, если солнечная постоянная превышает некоторое критическое значение. В настоящей работе ставится вопрос, возможен ли анало-

гичный сценарий в эволюции атмосферы современной Земли, если концентрация парниковых газов, в частности  $\text{CO}_2$ , превысит в ней некоторое критическое значение?

Анализ устойчивости глобального среднегодового теплового баланса поверхности Земли в диапазоне температур  $\sim 288 \text{ К} - 600 \text{ К}$  проводился в рамках общепринятой энергобалансной концепции Будыко-Селлерса. В результате определялись стационарные решения следующего уравнения:

$$c \frac{dT_s}{dt} = \Delta Q_s = Q_s^+ - Q_s^- = -c \frac{dU}{dT_s} \quad (4)$$

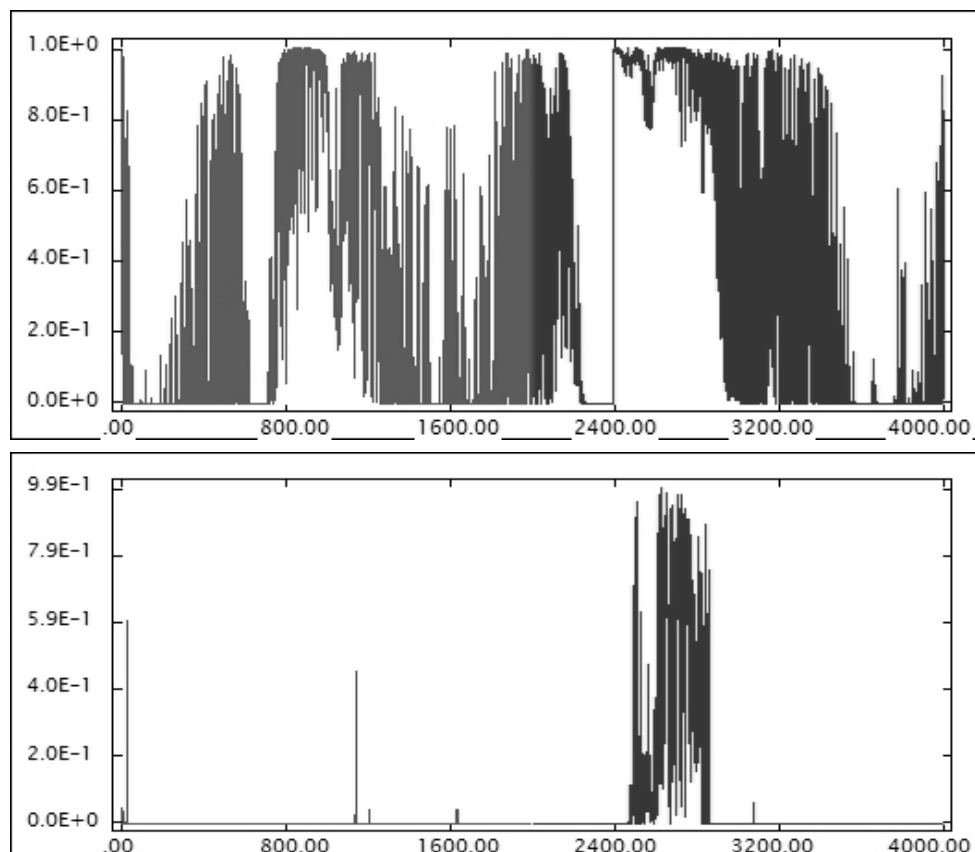
$$Q_s^+ = \frac{I_0}{4} [1 - A(T_s)] + \downarrow F_a^{\text{rad}}(T_s)$$

$$Q_s^- = \varepsilon \sigma T_s^4 + F_s^-(T_s)$$

где  $Q_s^+$  - приходящий на единицу поверхности суммарный тепловой поток, складывающийся из потоков солнечного излучения  $\frac{I_0}{4} [1 - A(T_s)]$  и нисходящего теплового излучения атмосферы  $\downarrow F_a^{\text{rad}}(T_s)$ , а  $Q_s^-$  - уходящий с поверхности суммарный тепловой поток, складывающийся из потоков теплового излучения поверхности  $\varepsilon \sigma T_s^4$  и суммарный поток скрытого (испарение) и явного тепла  $F_s^-(T_s)$ . Здесь  $c$  - теплоемкость деятельного слоя единицы поверхности,  $T_s$  - горизонтально-осредненная среднегодовая температура поверхности,  $I_0$  - солнечная постоянная,  $A(T_s)$  - планетарное альbedo.  $U(T_s)$  - кинетический потенциал.

Все тепловые потоки в уравнении (4) в общем случае являются функциями температуры поверхности. Для существования стационарных состояний теплового режима поверхности Земли, в области температур значительно выше современной, необходимо наличие механизма сильной положительной обратной связи в ее тепловом балансе. Единственный физический механизм, способный обеспечить такую положительную обратную связь – это поглощение теплового излучения в горячих колебательных полосах парниковых газов. Физика данного механизма заложена в экспоненциальной температурной зависимости заселенности колебательно возбужденных уровней молекулы  $\sim e^{-\frac{E}{kT}}$ , где  $E$  - энергия колебательного уровня, с которого идет поглощение,  $T$  - температура газа. В отличие от насыщенных основных полос поглощения горячие колебательные полосы  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{O}$  в атмосфере не насыщены и при увеличении температуры поглощение в них растет экспоненциально. Эта положительная обратная связь служит механизмом закрывания окна прозрачности 8-13 мкм, **Рис. 1**, через которое происходит радиационное охлаждение поверхности Земли, что ведет к экспоненциальному росту потока  $\downarrow F_a^{\text{rad}}(T_s)$  с температурой и может приводить к перегреву поверхности (Захаров В.И. и др. 1991, 1992, 2007, 2008; Грибанов К.Г., Захаров В.И. 1993, Zakharov V.I. et al 1993, 1994, 1996, 1997, 2005, 2008).



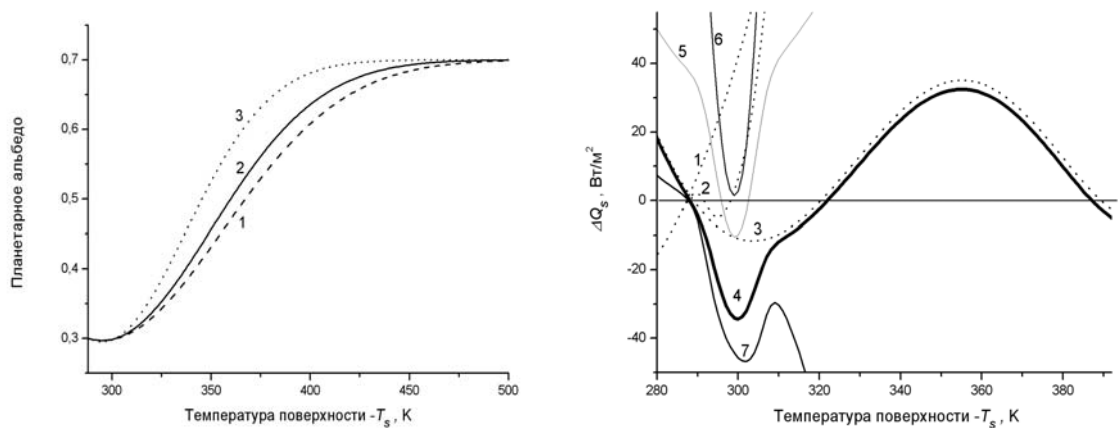


**Рис.1.** По вертикали отложена модельная функция пропускания безоблачной атмосферы Земли в спектральном диапазоне 0-4000 см<sup>-1</sup> (спектральный диапазон отложен по горизонтали), соответствующая современной температуре поверхности – 288.2K (модель стандартной атмосферы – US standard) – верхняя панель и состоянию атмосферы соответствующему температуре поверхности - 400K – нижняя панель. Окно прозрачности 8-13 мкм (800-1200 см<sup>-1</sup>) на нижней панели полностью закрыто в результате высокой равновесной концентрации CO<sub>2</sub> и H<sub>2</sub>O в атмосфере при температуре поверхности 400K и сильного поглощения в горячих колебательно-вращательных полосах CO<sub>2</sub> и H<sub>2</sub>O.

Наряду с положительными обратными связями в климатической системе Земли имеются и отрицательные обратные связи, стабилизирующие тепловой режим поверхности планеты. Учитываемой в (4) отрицательной обратной связью в области температур выше современной является процесс охлаждения поверхности уходящими потоками скрытого и явного тепла, *Bach W. et al, 1987*, а также при более высоких температурах поверхности рост планетарного альбедо из-за увеличения облачности. В качестве биотического механизма отрицательной обратной связи рассматривается фотосинтез, который обусловлен нелинейной зависимостью от температуры в интервале ~ 288 - 310K скорости стока CO<sub>2</sub> из атмосферы в биоту: *Мусеев Н.И. и др. 1985; Bach W. et al, 1987; Bolin B. et al, 1989; Горшков В.Г. и др. 1994, 1995, 2006; Макарьева А.М., Горшков В.Г. 2001.*

Оригинальной особенностью данной модели является то, что поток нисходящего теплового излучения атмосферы  $\downarrow F_a^{rad}(T_s)$  рассчитывается из уравнения переноса (1) как  $\downarrow F_a^{rad} = \int_{\Omega} d\Omega \int_0^{5000} W_v^{down} d\nu$  с учетом всех колебательно-

вращательных переходов парниковых газов, что автоматически позволяет учесть их горячие полосы поглощения и искомую положительную обратную связь. Line-by-line расчет  $W_v^{down}(T_s)$  для различных состояний атмосферы проводился в рамках приближения радиационно-конвективного равновесия атмосферы, *Manabe, S., Strickler R. F., (1964)*, сохраняющего температурный градиент в тропосфере. При расчетах  $W_v^{down}(T_s)$  в точках из интервала температур поверхности 288-300K использовались модели стандартной атмосферы: US standard ( $T_s = 288.2$  K), Midlatitude summer ( $T_s = 294.2$  K) и Tropic ( $T_s = 299.7$  K). В диапазоне температур 300-600K за основу брался вертикальный температурный профиль модели Tropic и для каждой температуры поверхности (с шагом 20K) трансформировался согласно методологии приближения радиационно-конвективного равновесия. В качестве вертикальных профилей концентрации  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{CH}_4$ , соответствующих трансформированному температурному профилю использовались стандартные атмосферные профили концентраций, умноженные на коэффициент их относительного изменения с ростом температуры поверхности. Концентрация и вертикальные профили остальных атмосферных газов полагались неизменными, соответствующими модели US standard. Температурная зависимость уходящих с поверхности потоков скрытого и явного тепла учитывалась на основе литературных данных, *Bach W. et al 1987*. Вследствие неопределенностей в количественных характеристиках температурного поведения планетарного альbedo в работе рассматривался широкий коридор его возможного поведения, от постоянного во всем температурном интервале до критической скорости роста альbedo с температурой, **Рис.2**. Пример положения стационарных точек температуры поверхности Земли для одной из моделей вероятного поведения альbedo с ростом температуры поверхности приведен на **Рис. 3**.



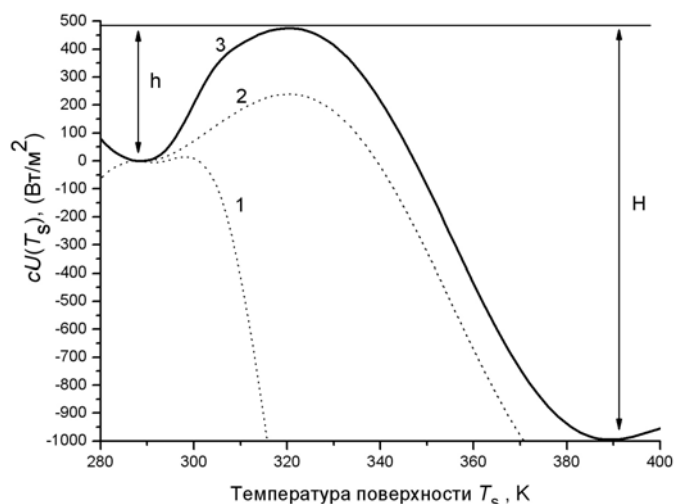
**Рис.2.** Слева: гипотетические зависимости планетарного альbedo Земли от температуры поверхности  $T_s$ , описывающие уменьшение альbedo в температурном интервале  $\sim 288-295\text{K}$  вследствие уменьшения площади криосистемы и рост альbedo при  $T_s > 295\text{K}$ , из-за увеличения облачности. Начало температурной оси –  $288\text{K}$ . Кривая 1 – пример подкритической функции альbedo. Кривая 2 – соответствует критической скорости роста альbedo с температурой для рассматриваемой в работе модели. Кривая 3 – функция альbedo, соответствующая закритической скорости роста.

**Рис.3.** Справа: пример теплового баланса поверхности  $\Delta Q_s(T_s)$  (4) для модели альбеда 1 (**Рис.2**). Точки пересечения кривых с нулевой линией – стационарные точки теплового баланса. Пунктирная кривая 1 – тепловой баланс  $\Delta Q_s(T_s)$  без учета отрицательных обратных связей, таких как восходящие с поверхности турбулентные потоки скрытого и явного тепла и фотосинтез. Пунктирная кривая 2 – с учетом только фотосинтеза, пунктирная кривая 3 – с учетом только потоков скрытого и явного тепла, сплошная жирная кривая 4 – с учетом как потоков скрытого и явного тепла, так и фотосинтеза. Кривая 5 – то же что и 4, но при 60 кратном превышении современной концентрации  $\text{CO}_2$  в атмосфере, а кривая 6 – при 140 кратном. Кривая 7 – то же что и 4, но при закритической для данной модели теплового баланса  $\Delta Q_s(T_s)$  (4) температурной функции альбеда - модель 3 на **Рис.2**.

Для уравнения (4) кинетический потенциал  $U$  определяется как

$$U(T_s) = -\frac{1}{c} \int dT_s \Delta Q_s(T_s) + \text{const} \quad (5)$$

где значение  $\text{const}$  выбирается из соображения удобства. В стационарных точках уравнения (4), когда  $\Delta Q_s = 0$ , минимумы кинетического потенциала (5) характеризуют устойчивое состояние, максимумы неустойчивое. Показанные на **Рис. 3** стационарные состояния будут устойчивыми, если в окрестности стационарной точки  $\frac{d(\Delta Q_s)}{dT_s}|_{T_s} < 0$  и неустойчивыми, когда  $\frac{d(\Delta Q_s)}{dT_s}|_{T_s} > 0$ . **Рис.4** отражает поведение функции  $U(T_s)$  для моделей теплового баланса  $\Delta Q_s(T_s)$ , представленных на **Рис. 3**.

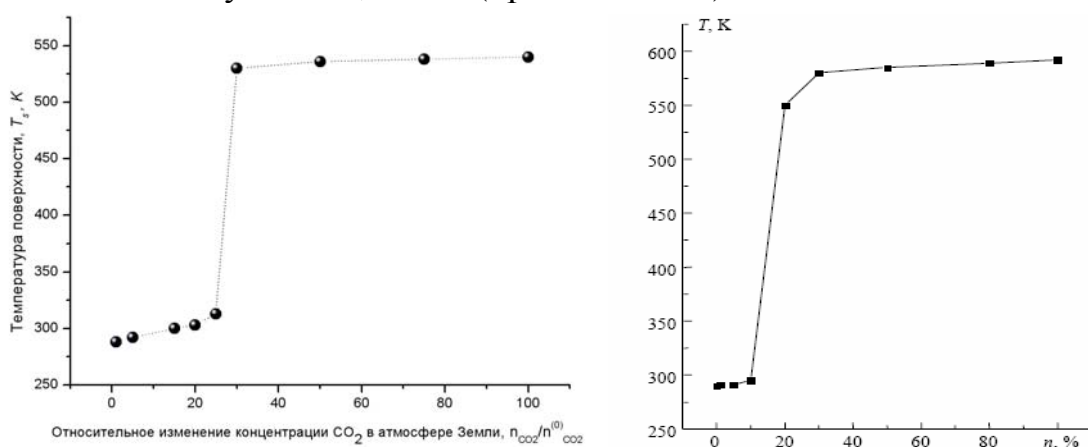


**Рис.4.** График функции  $cU(T_s)$  (здесь  $c$  – теплоемкость деятельного слоя единицы площади поверхности), демонстрирующий трансформацию кинетического потенциала  $U(T_s)$  (5) для модели теплового баланса  $\Delta Q_s(T_s)$  (4), при последовательном учете отрицательных обратных связей. Кривые 1, 2, 3 отвечают соответственно кривым 2, 3, 4 на **Рис.3**.

Для сравнительного анализа и большей достоверности выводов рассматривалась также другая модель, отличающаяся тем, что в (4) поток  $\downarrow F_a^{\text{rad}}(T_s)$  рассчитывается в рамках известного приближения эквивалентной серой атмосферы, оптическая толщина которой для каждого из парниковых газов  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{CH}_4$  вычислялась в приближении радиационно-конвективного равновесия атмосферы методом line-by-line с использованием базы данных HITRAN. Оценки в рамках предложенных моделей и на основе литературных данных по параметризации уходящего с поверхности потока скрытого и явного тепла  $F_s^-(T_s)$ , *Bach W. et al, 1987* и учетом фотосинтеза показывают, что критическая температура поверхности  $\sim 306\text{--}320$  К, а критическая концентрация  $\text{CO}_2$  в атмосфере

Земли примерно в  $12 \div 130$  раз превышает современную концентрацию. При достижении концентрации углекислого газа в атмосфере порогового значения процесс нагрева поверхности Земли становится необратимым и развивается взрывной парниковый эффект, приводящий к закрыванию окна прозрачности 8-13 мкм и перегреву поверхности планеты до высоких температур, **Рис. 5**. Полученные результаты в целом согласуются с результатами и выводами, полученными позднее другими авторами в рамках аналогичных энергетических моделей, *Макарьева А.М., Горшков В.Г. 2001; Горшков В.Г. и др. 2006*.

В конце главы описан эксперимент (*Асипцов О.И., Захаров В.И., Грибанов К.Г. 2000*), наглядно демонстрирующий обсуждаемый пороговый характер механизма поглощения в горячих колебательно-вращательных переходах молекулы углекислого газа на примере взрывного разогрева воздуха с примесью  $\text{CO}_2$  резонансным ИК излучением, **Рис.5** (правая панель).



**Рис.5.** Слева: Характерная кривая изменения среднегодовой температуры поверхности Земли с накоплением углекислого газа в атмосфере до критической концентрации, рассчитанная в рамках модели глобального среднегодового теплового баланса поверхности Земли (4) для одной из вероятных функций планетарного альбедо от температуры. Здесь  $n_{\text{CO}_2}/n_{\text{CO}_2}^{(0)}$  - отношение концентрации углекислого газа в атмосфере  $n_{\text{CO}_2}$  к ее современному значению  $n_{\text{CO}_2}^{(0)}$ .

Справа: экспериментальные данные, демонстрирующие наличие порогового механизма поглощения излучения в горячей колебательной полосе углекислого газа. Приведена наблюдаемая температура атмосферного воздуха в области фокуса излучения  $\text{CO}_2$  лазера 10.6 мкм мощностью 35 Вт при различном проценте соотношении примеси углекислого газа  $n\%$  в кювете.

**Во второй главе** рассмотрена статистика фотонов в элементарных процессах резонансного поглощения излучения и роль статистики фотонов в переносе энтропии и свободной энергии излучением. Исследован баланс энтропии и свободной энергии на верхней границе атмосферы в рамках приближения мульти-равновесной (обобщенной Планковской) статистики фотонов. Предложен метод расчета потоков свободной энергии излучения в атмосфере. Показано, что баланс потоков свободной энергии на верхней границе атмосферы планеты, как функция эквивалентной оптической толщины серой атмосферы, имеет экстремум. Сделана количественная оценка среднегодового потока поступающей на Землю свободной энергии через верхнюю границу атмосферы.

Функция распределения числа фотонов является важной характеристикой при исследовании переноса энтропии и свободной энергии излучением. Согласно статистическому определению энтропии  $S = -k \sum_n p(n) \ln(p(n))$ , для системы с дискретными состояниями  $n = 0, 1, 2, \dots$ , она полностью определяется функцией распределения числа состояний  $p(n)$ . Статистика фотонов монохроматического поля может изменяться при элементарных процессах поглощения и излучения: *Scully M.O., Lamb W.E. 1967, 1968; Loudon R. 1973; Голубев Ю.М., Соколов И.В. и др. 1980, 1984; Zubairy M.S. et al 1980; Клышко Д.Н. 1980, 1990; Смирнов Д.Ф., Трошин А.С. 1987; Zakharov V.I. et al 1985, 1987; Быков В.П. 1991*. В случае мульти-равновесной функции распределения числа фотонов монохроматической моды поля  $p_\nu(n)$ , каждая мода поля  $\nu$  характеризуется своей собственной равновесной температурой  $T_\nu$ , *Rosen P. 1954, Ore A. 1955*:

$$p_\nu(n) = \frac{\langle n_\nu \rangle^n}{(\langle n_\nu \rangle + 1)^{n+1}}, \quad \langle n_\nu \rangle = \frac{1}{\exp(h\nu/kT_\nu) - 1}. \quad (6)$$

Где  $\langle n_\nu \rangle = \sum_{n=0}^{\infty} n p_\nu(n)$  - среднее число фотонов в моде. Можно показать, что распределение (6) соответствует состоянию поля с минимальным потоком свободной энергии, *Захаров В.И. и др. 2008*. Известно, что оно адекватно описывает серое излучение и является хорошим приближением для расчетов потоков энтропии на верхней границе атмосферы Земли: *Lensins G.B. 1990, Stephens G.L., O'Brien D.M. 1993, Goody R., Abdou W. 1996*. Для монохроматического поля, описываемого функцией распределения числа фотонов (6), свободную энергию  $F_\nu$  можно определить по аналогии со свободной энергией для излучения черного тела, заменив общую для всех мод поля равновесную температуру  $T$  на собственную равновесную температуру  $T_\nu$  каждой отдельной моды  $\nu$ , *Zakharov V.I. et al 2004; Захаров В.И. и др. 2008*.

$$F_\nu = E_\nu - T_\nu S_\nu \quad (7)$$

Здесь  $E_\nu = h\nu \langle n_\nu \rangle = \frac{c^2 R_\nu}{2h\nu^3}$  - энергия моды поля частоты  $\nu$ , где  $\langle n_\nu \rangle = \sum_n n \cdot p_\nu(n)$  - среднее число фотонов в моде,  $R_\nu$  - спектральная плотность яркости излучения (экспериментально измеряемая величина или моделируемая с помощью ПО FIRE-ARMS и других аналогичных ПО). В данном случае  $T_\nu = \frac{h\nu}{k \ln(1 + 1/\langle n_\nu \rangle)}$  - яркостная температура моды поля совпадает с ее равновесной температурой, а поток энтропии монохроматического излучения определяется классической формулой, *Rosen P. 1954*:

$$S_\nu = k \{ (\langle n_\nu \rangle + 1) \ln(\langle n_\nu \rangle + 1) - \langle n_\nu \rangle \ln \langle n_\nu \rangle \} \quad (8)$$

Интегральный поток свободной энергии поля  $F$ , проходящий через единичную площадку, вычисляется умножением (7) на число спектральных мод  $\frac{2\nu^2}{c^2}d\nu$  (для неполяризованного излучения) в интервале  $\nu, \nu + d\nu$  с последующим интегрированием по всем частотам и телесному углу:

$$F = \int_{\Omega} d\Omega \int_0^{\infty} d\nu \frac{2\nu^2}{c^2} F_{\nu} \quad (9)$$

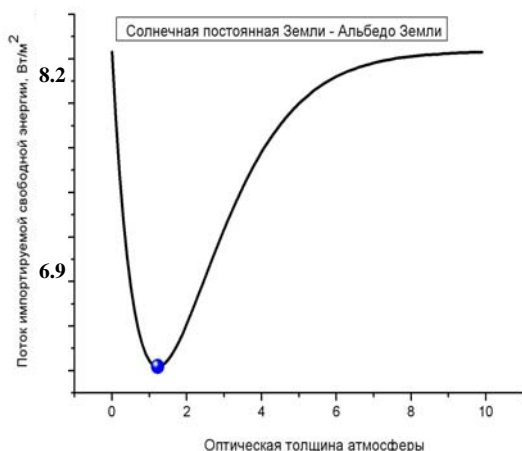
Для классического Планковского случая изотропного излучения абсолютно черного тела, когда температуры всех мод  $T_{\nu}$  равны, т.е.  $T_{\nu} = \text{const} = T$ , из соотношений (6)-(9) следует известная формула:  $F = -(1/3)\sigma T^4$ , где  $\sigma = 5.67 \cdot 10^{-8} \text{ Вт} / \text{м}^2 \cdot \text{К}^4$  - постоянная Стефана-Больцмана.

Аналогично радиационному балансу, баланс свободной энергии излучения на верхней границе атмосферы можно определить как разницу между потоком свободной энергии приходящего (с учетом отражения из-за планетарного альбедо) солнечного излучения  $\downarrow F_s^{\text{in}}$  и потоком свободной энергией уходящего теплового излучения планеты  $\uparrow F_{\text{thermal}}^{\text{out}}$ , *Zakharov V.I. et al 2004; Захаров В.И. и др. 2008*:

$$\downarrow \Delta F = \frac{1}{4} \cdot \downarrow F_s^{\text{in}} - \uparrow F_{\text{thermal}}^{\text{out}}, \quad (10)$$

где  $\downarrow F_s^{\text{in}}$  и  $\uparrow F_{\text{thermal}}^{\text{out}}$  определяются с использованием (7) – (9). Множитель  $\frac{1}{4}$  учитывает распределение приходящего от Солнца потока свободной энергии по всей сферической поверхности вращающейся планеты. Определяемый таким образом (10) баланс свободной энергии излучения на верхней границе атмосферы  $\downarrow \Delta F = \downarrow \Delta F(\tau)$ , в рамках модели эквивалентной серой атмосферы с оптической толщиной  $\tau$ , обладает свойством  $\downarrow \Delta F(\tau = 0) = \downarrow \Delta F(\tau = \infty)$  и имеет экстремум по  $\tau$ . На **Рис. 6** приведена зависимость импортируемого через

верхнюю границу атмосферы на планету потока свободной энергии от оптической толщины атмосферы.

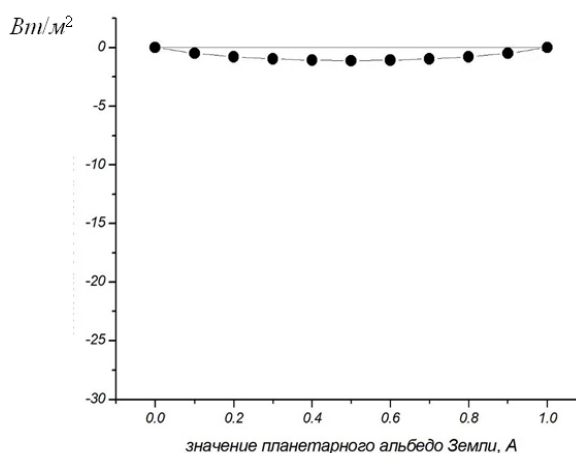


**Рис.6** Зависимость приходящего на планету потока свободной энергии через верхнюю границу атмосферы  $\downarrow \Delta F(\tau)$  от ее оптической толщины для теплового излучения  $\tau$ . Точкой на рисунке показана величина потока свободной энергии  $\downarrow \Delta F \approx 5.6 \text{ Вт} / \text{м}^2$ , соответствующая текущему значению оптической толщины для модели серой атмосферы Земли.

Оценка  $\downarrow \Delta F$  для Земли в рамках модели стандартной атмосферы (US standard) с использованием базы спектроскопических параметров атмосферных газов данных HITRAN и учетом 50% облачности на планете, дает значение баланса потоков свободной энергии на верхней границе атмосферы равное  $\downarrow \Delta F \approx 5.3 \text{ Вт} / \text{м}^2$ . Модель серой атмосферы дает близкое значение -  $\downarrow \Delta F \approx 5.7 \text{ Вт} / \text{м}^2$ . Среднее по обеим моделям значение  $\downarrow \Delta F \approx 5.5 \text{ Вт} / \text{м}^2$ , эта величина в пределах 10% согласуется с имеющимися литературными данными по интегральной мощности атмосферной циркуляции. Максимальный поток поступающей на такую планету (солнечная постоянная Земли, альbedo Земли) свободной энергии равен  $\downarrow \Delta F_{\text{max}} \approx 8.3 \text{ Вт} / \text{м}^2$ . Это соответствует двум асимптотическим случаям: планета с черной поверхностью без атмосферы (или с прозрачной в тепловой области атмосферой), т.е.  $\tau = 0$ , и планета с абсолютно черной атмосферой,  $\tau \rightarrow \infty$ . При определенном значении оптической толщи атмосферы, равном  $\tau_0 \approx 1.2$ , баланс потоков свободной энергии имеет экстремум – минимум:  $\downarrow \Delta F \approx 5.7 \text{ Вт} / \text{м}^2$ . Глубина минимума составляет около  $2.6 \text{ Вт} / \text{м}^2$ , что примерно в 20 раз превышает современную мощность фотосинтеза.

Важной особенностью модели эквивалентной серой атмосферы является, то, что она позволяет связать результаты, полученные для теплового баланса поверхности Земли с результатами по балансу свободной энергии излучения на верхней границе атмосферы. А именно, оптическая толщина атмосферы в минимуме функции  $\downarrow \Delta F$  находится в окрестности стационарной точки теплового баланса поверхности  $\Delta Q_s(T_s) = 0$  характерной для устойчивой точки современного климата Земли.

Измерение входящего в атмосферу солнечного излучения с достаточным покрытием по всему земному шару наземными приборами представляет значительные технические трудности, в то время как отраженный планетой солнечный свет может измеряться по всему глобусу со спутников. С практической точки зрения входящий в атмосферу Земли поток свободной энергии солнечного излучения  $\frac{1}{4} \downarrow F_s^{\text{in}}$  целесообразно рассчитывать через разницу между потоком свободной энергии достигающего орбиты планеты солнечного излучения  $\frac{1}{4} \downarrow F_s$  и потоком свободной энергией отраженного обратно в космос солнечного излучения  $\frac{1}{4} \uparrow F_s^{\text{reflected}}$ . На **Рис. 7** приведено сравнение величин  $\frac{1}{4} \downarrow F_s^{\text{in}}$  и  $\frac{1}{4} \cdot (\downarrow F_s - \uparrow F_s^{\text{reflected}})$ , рассчитанных при различных значениях альbedo  $A$ , для определения искомой поправки.



**Рис.7.** Точками показана величина  $\left\{ \frac{1}{4} \cdot \downarrow F_s^{in} - \frac{1}{4} \cdot (\downarrow F_s - \uparrow F_s^{reflected}) \right\}$  - разница между потоком свободной энергии излучения поступающего от Солнца на Землю  $\frac{1}{4} \cdot \downarrow F_s^{in}$  и результирующей потоков свободной энергии излучения приходящей от Солнца к верхней границе атмосферы  $\frac{1}{4} \cdot \downarrow F_s$  и отраженного Землей обратно в Космос  $\frac{1}{4} \cdot \uparrow F_s^{reflected}$ .

Полученные данные можно использовать для расчетов величины проходящего через верхнюю границу атмосферы потока свободной энергии солнечного излучения  $\frac{1}{4} \cdot \downarrow F_s^{in}$  по данным измерений со спутников величины  $R_v$  отраженного планетой солнечного света. Величина этого потока может определяться из натурных измерений спектров уходящего теплового излучения Земли и отраженного солнечного излучения при зондировании атмосферы со спутников, во всем спектральном диапазоне и в интервале углов от  $-90$  до  $+90$  градусов. Одновременный спутниковый мониторинг радиационного баланса и баланса свободной энергии на верхней границе атмосферы Земли мог бы стать более информативным инструментом слежения за изменением интегрального состояния климатической системы нашей планеты в процессе глобального потепления.

**В третьей главе** описаны методы решения «некорректно поставленных» обратных задач ИК атмосферной оптики высокого спектрального разрешения, которые использовались в работе для определения вертикальных профилей температуры и концентраций парниковых газов из наблюдаемых спектров атмосферы.

Согласно общему математическому подходу прямую и обратную задачи можно записать в виде:

$$y = F(x, b) + \varepsilon_y, \quad x = F^{-1}(y, b) + \varepsilon_x, \quad (11)$$

Для задач инфракрасной атмосферной оптики  $y$  – вектор  $m$  величин, измеряемых спектрометром,  $x$  – вектор  $n$  искомых атмосферных параметров, подлежащих определению,  $b$  – параметры модели (считаются известными),  $\varepsilon_y$  – измерительный шум спектрометра,  $F$  – прямая модель (в данном случае уравнение переноса теплового излучения в атмосфере (1)),  $F^{-1}$  – обратная модель, которая в общем случае может быть заданна алгоритмически. Общая математическая теория регулярных методов решения нелинейных некорректных обратных задач развита в работах *Тихонова А.Н. и др. 1970, 1990; Иванова В.К. 1963;*



Васина В.В. 1974, 1993; Лаврентьева М.М. 1980; Rodgers C. 1976, 2002 и многих других отечественных и зарубежных исследователей.

Вначале главы описан известный в литературе метод оптимального статистического оценивания, давно применяемый в задачах метеорологического зондирования со спутников (Покровский О.М. и Тимофеев Ю.М. 1972; Rodgers C. 1976). В данном методе искомый вектор атмосферных параметров вычисляется согласно следующему итерационному соотношению:

$$x_{k+1} = x_k + C_k(y - y_k) + (I - C_k K_k)(x_0 - x_k) \quad (12)$$

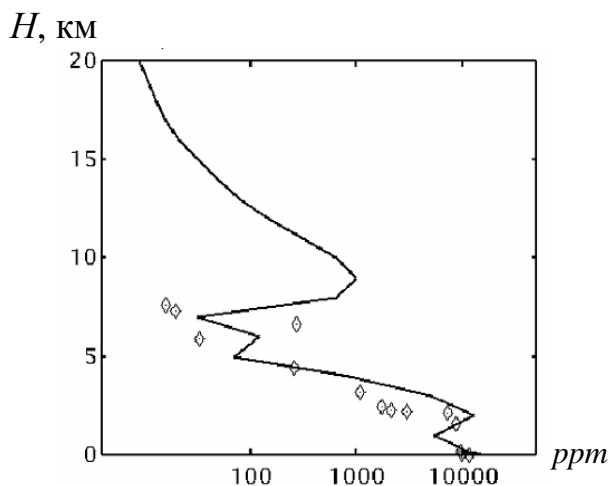
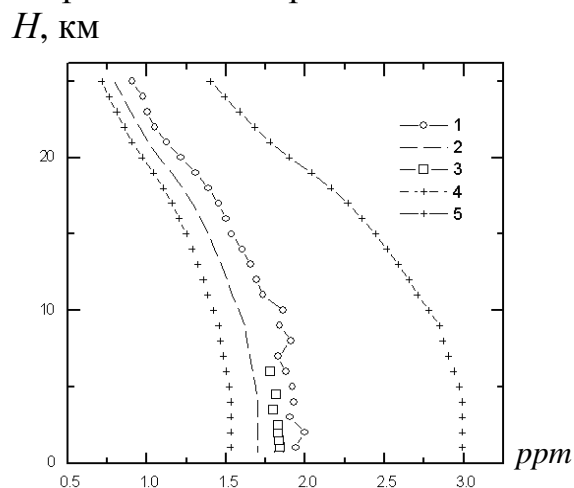
$$C_k = (K_k^T S_\varepsilon^{-1} K_k + S_a^{-1}) K_k^T S_\varepsilon^{-1}$$

Здесь  $x_k$  - вектор искомых параметров атмосферы на  $k$  - ой итерации,  $y$  - измеренный спектр,  $x_0$  - нулевое приближение вектора искомых параметров атмосферы,  $K_k, K_k^T$  - Якобиан прямой модели и его транспонированная матрица, соответственно,  $S_\varepsilon$  - ковариационная матрица ошибок измерения спектра,  $S_a$  - ковариационная матрица априорных профилей атмосферы,  $I$  - единичная матрица.

Затем представлен оригинальный метод минимизации невязки (целевой функции) с ограничениями, т.е. подгонка измеренного и расчетного спектров в выбранных спектральных интервалах при варьировании искомых параметров, которые нужно определить при заданных ограничениях на максимальные вариации этих параметров (Gribanov K.G. et al 2001). В диссертационной работе использовалась целевая функция вида:

$$J(x) = \sum_{i=1}^m [W_i^{obs} / W_i^{calc}(x) - W_i^{calc}(x) / W_i^{obs}]^2, \quad (13)$$

где  $W_i^{obs}$ ,  $W_i^{calc}$  - измеренный и расчётный спектры;  $m$  - число используемых спектральных каналов;  $x$  - вектор искомого параметра атмосферы. Минимизация (13) проводилась методом сопряжённых градиентов по алгоритму Флетчера. В случае спектров высокого разрешения с хорошим отношением сигнал/шум этот метод демонстрирует достаточную работоспособность и может являться рабочим инструментом при недостаточности или отсутствии априорной информации об искомых профилях. На **Рис.8** представлен пример вертикального профиля  $\text{CH}_4$  в атмосфере, определенного данным методом из спектра IMG в интервале  $1298\text{-}1308 \text{ см}^{-1}$ .



**Рис.8.** Слева: сравнение вертикального профиля концентрации метана в *ppm* определенного из спектра IMG – 1 и измеренного пробоотборным методом с самолета – 3 над Западной Сибирью. 2 – профиль начального приближения, 4 и 5 – наложенные ограничения на искомый профиль.

**Рис.9** Справа: сравнение вертикального профиля водяного пара в *ppm* определенного методом главных компонент из спектра IMG (29,175° S; 175,675° W) от 04.22.1997 и измеренного зондом (29,04° S; 177,92° W) 04.22.1997.

Для уменьшения размерности обратной задачи по определению профилей атмосферных параметров в работе использовался метод главных компонент (ГК), согласно которому искомый вектор можно представить в виде разложения по собственным векторам масштабированной ковариационной матрицы (Успенский А.Б. и др. 2003):

$$x = \sum_{i=1}^l c_i V_i, \quad x = S_{ex}^{-1/2} (x - m_x), \quad GV_k = \lambda_k V_k, \quad (14)$$

$$G = S_x S_{ex}^{-1}, \quad S_x^{ij} = \frac{1}{l-1} \sum_{k=1}^M (x_k^i - m_x^i)(x_k^j - m_x^j), \quad i, j = 1..n,$$

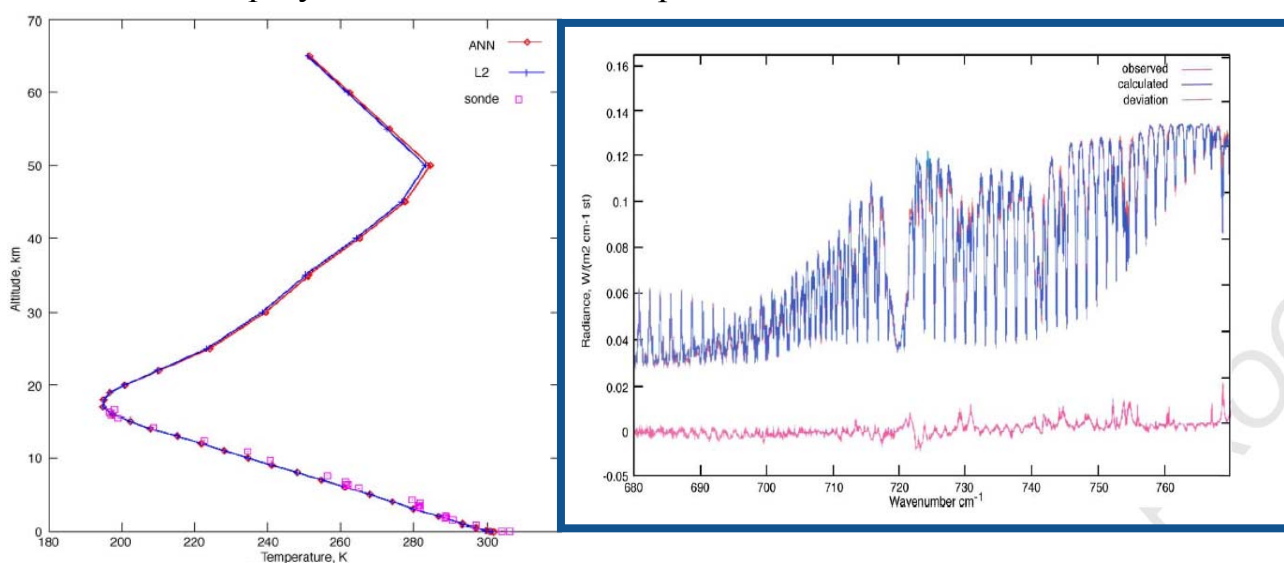
где  $x$  – масштабированный искомый вектор,  $n$  – размерность  $x$ ;  $S_{ex}$  – ковариационная матрица ошибок  $x$ ;  $m_x$ ,  $S_x$  – средний вектор и ковариационная матрица, рассчитанные по набору векторов  $x$ , известных заранее;  $M$  – число векторов в наборе;  $c_i$  – коэффициенты разложения или ГК;  $\lambda_k$ ,  $V_k$  – набор собственных значений и векторов обобщенной ковариационной матрицы  $G$ ;  $l$  – число ГК, используемых в разложении. Ограничивая ряд (14) для  $x$  несколькими первыми членами и сводя задачу к нахождению коэффициентов разложения  $c_i$ , можно существенно понизить размерность задачи, что соответствует поиску решения на множестве более гладких функций, Грибанов К.Г. и др. 2003. На Рис.9 приведен пример вертикального профиля  $H_2O$  в атмосфере, определенного методом ГК из спектра IMG в интервале 1200-1230  $cm^{-1}$ .

Описан также новый метод решения обратных задач в инфракрасной атмосферной оптике – метод нейронных сетей. Нейронные сети являются универсальными аппроксиматорами и с успехом применяются в различных областях знаний, Hornik et al., 1989; Dorffner, 1997; Callan, 1999. Методология нейронных сетей предоставляет возможность аналитической аппроксимации решения обратной задачи для определения параметров атмосферы из ее инфракрасных спектров высокого разрешения. В диссертационной работе впервые исследуются нейронные сети для атмосферных приложений с входными и выходными векторами высокой размерности, с одним и двумя скрытыми слоями.

Входной вектор (компоненты атмосферного спектра высокого разрешения)  $X(x_1, ..., x_{N_i})$  и выходной вектор (например, компоненты профиля температуры)  $Y(y_1, ..., y_{N_o})$  нейронной сети с одним скрытым слоем связаны между собой универсальным соотношением:

$$y_j(x) = w_{0j}^{h0} + \sum_{i=1}^{N_h} w_{ij}^{h0} \sigma(w_{0i}^{ih} + \sum_{k=1}^{N_i} w_{ki}^{ih} x_k) \quad (15)$$

Где  $N_h$  число узлов в скрытом слое,  $\sigma$  - функция активации нейронов (в данном случае использовалась  $\sigma(x) = \tanh(x)$ ),  $w_{ij}^{h0}$  - подгоночные параметры связывающие узлы скрытого слоя с узлами выходного вектора,  $w_{ki}^{ih}$  - подгоночные параметры связывающие узлы входного слоя и скрытого слоя. Особенностью такой нейронной сети является то, что при ее использовании требуются только простые и быстрые в вычислительном плане операции, умножение матрицы на вектор и расчет функции  $\sigma$  от векторного аргумента. После тренировки сети (подгонки параметров с использованием одного набора данных и проверки сети на другом наборе данных) она становится эффективным инструментом решения конкретных обратных задач (Gribanov K.G. and Zakharov V.I. 2003, 2006). На **Рис.10** показан пример определения с помощью нейронной сети вертикального профиля температуры в атмосфере из спектра IMG в интервале 670-830  $\text{см}^{-1}$ , на **Рис.11** результат подгонки спектров.



**Рис. 10.** Слева: сравнение вертикальных профилей температуры определенных с помощью искусственной нейронной сети (ANN) и методом оптимальной статистической оценки из спектра сенсора IMG со спутника ADEOS (19.68 S; 154.93 W, 01.28.1997 в 21:14UTC) с натурным профилем, измеренным зондом (19.72 S; 155.07 W 01.29.1997 в 00:00UTC).

**Рис.11.** Справа: результат подгонки расчетного и наблюдаемого спектров сенсора IMG со спутника ADEOS после определения вертикального профиля температуры.

В работе рассматривались как нейронные сети, связывающие наблюдаемый спектр с искомым профилем, так и нейронные сети, связывающие главные компоненты спектра с главными компонентами профиля. Единоразово натренированная, такая нейронная сеть уже не требует использования базы данных спектральных параметров, атмосферных моделей, прямой модели или заранее насчитанных таблиц коэффициентов поглощения (look up tables) и может обрабатывать огромные массивы спектральных данных и решать обратную задачу определения параметров атмосферы (профиль температуры и профили концентраций парниковых газов) из спутниковых данных в реальном режиме времени.

**В четвертой главе** представлены результаты натурального применения методологии решения «некорректных» обратных задач термического зондирования

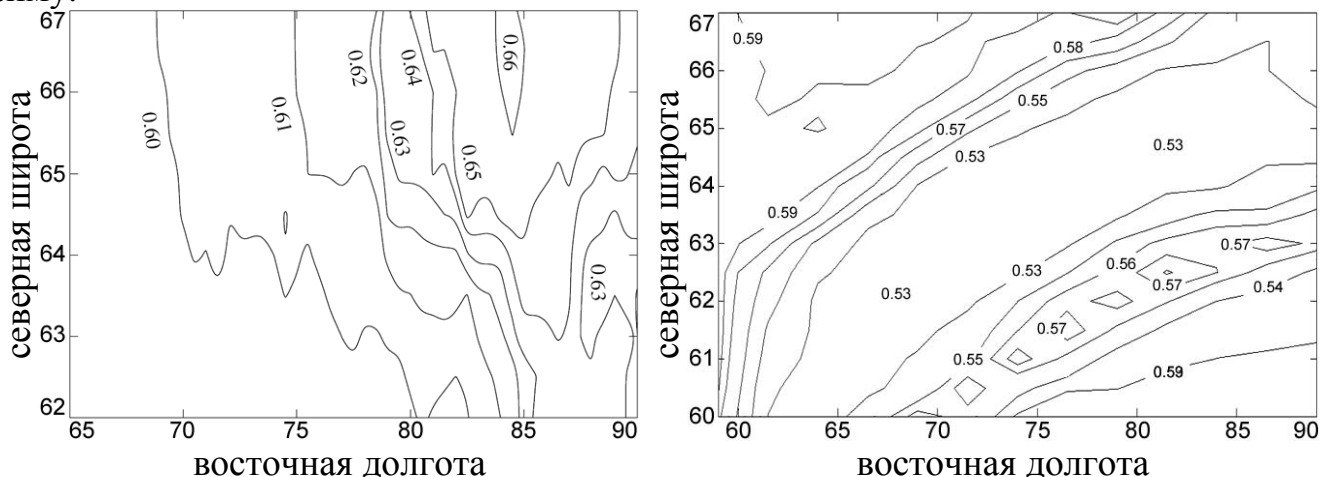
атмосферы с высоким спектральным разрешением. Одна из крупных решаемых в диссертационной работе задач - определение содержания метана в атмосфере из ее тепловых спектров, измеряемых спутниковым сенсором AIRS (Atmospheric Infrared Sounder). Объектом исследования в данной работе был обширный регион болотной экосистемы Западной Сибири (58–67 С.Ш., 58–90 В.Д.), с расположенными в этом районе объектами нефтегазового комплекса. Основная цель данного научного исследования – выявление и оценка сезонных вариаций содержания метана в атмосфере данного региона.

Сенсор AIRS установленный на спутнике AQUA представляет собой дифракционный спектрометр, измеряющий спектральную плотность яркости уходящего излучения Земли в диапазоне длин волн 3.7–15.4 мкм ( $650\text{--}2700\text{ см}^{-1}$ ) с разрешением  $\sim 0.5\text{ см}^{-1}$ . Измерения AIRS разбиты на гранулы (отдельные файлы) каждая из которых содержит 6 минут измерений или 12150 спектров (135 поперечных движению спутника линий сканирования \* 90 спектров в каждой линии). При этом угол поперечного сканирования меняется в пределах  $\pm 49.5^\circ$ , а пространственное разрешение (размер пикселя) на поверхности Земли составляет 13.5 км для надира и  $41 \times 22.4$  км при максимальных углах сканирования. За одни сутки AIRS записывает несколько гранул данных, полученных над одним и тем же местом. Все данные доступны через сеть Интернет ([http://daac.gsfc.nasa.gov/AIRS/data\\_access.shtml](http://daac.gsfc.nasa.gov/AIRS/data_access.shtml)). Размер одной гранулы данных (содержащей 12150 измеренных спектров) варьируется от 53 до 126 Мб (в зависимости от степени сжатия). Полная сезонная выборка спектров для исследуемого района занимает  $\sim 90$  Гб. Для анализа выбирались только безоблачные спектры AIRS над исследуемым районом. Скрининг облачности проводился по данным сенсора MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer).

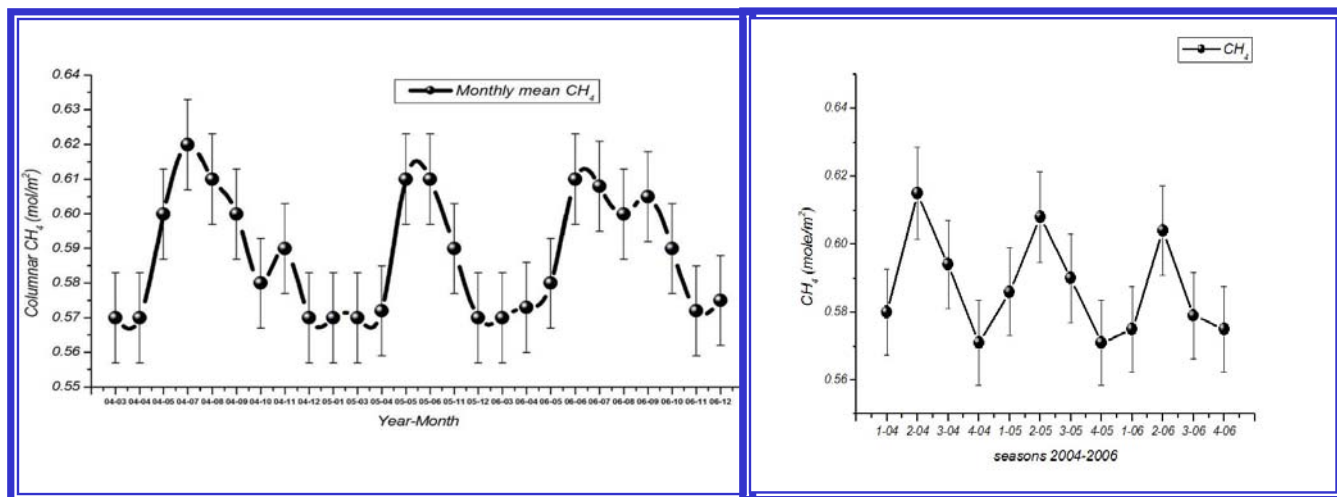
Для решения обратной задачи определения полного содержания метана в атмосфере из данных сенсора AIRS в качестве основного метода использовался метод нейронных сетей. Была построена и натренирована нейронная сеть, связывающая спектр AIRS с полным содержанием метана в атмосферном столбе  $totalCH_4$ . Карты среднесезонного содержания метана в атмосфере строились путем усреднения значений  $totalCH_4$ , восстановленных по выборке безоблачных спектров за сезон, *Toptygin A. Yu. et al 2004, Грибанов К.Г. и др. 2005, 2007*. Было установлено, что неравномерное распределение метана в атмосфере, полученное для марта 2004 года, **Рис.12**, коррелирует с расположением в исследуемой области постоянных антропогенных источников значительной эмиссии метана (объекты нефтегазового комплекса: компрессоры магистральных газопроводов и факелы сжигания попутного газа нефтепроводов) и розой ветров на данный период.

Для построения хода сезонных вариаций содержания метана в атмосфере над районом болот Западной Сибири, **Рис.13**, использовались полученные сезонные карты  $totalCH_4$ , усредненные по всей исследуемой площади. Содержание метана для весны 2004 г. совпадает в пределах погрешности методов со значением, полученным *Clerbaux C. et al 2003* из обработки спектров сенсора IMG за весну 1997 г. над этим регионом Западной Сибири. Оценка вклада природной эмиссии метана из болот в общее содержание метана в атмосфере опре-

делялась как разница среднесезонного содержания метана в атмосфере за лето и зиму.



**Рис. 12.** Слева: образец карты содержания метана [моль/м<sup>2</sup>] в атмосферном столбе над регионом Западной Сибири (60–67 С.Ш., 60–90 В.Д.), полученный из снимка AIRS в теплый период (прогретая поверхность), май 2004 г. Справа: образец карты содержания метана в атмосферном столбе [моль/м<sup>2</sup>] над тем же регионом Западной Сибири, полученный из снимка AIRS для холодного периода (замерзшая поверхность), март 2004 г.



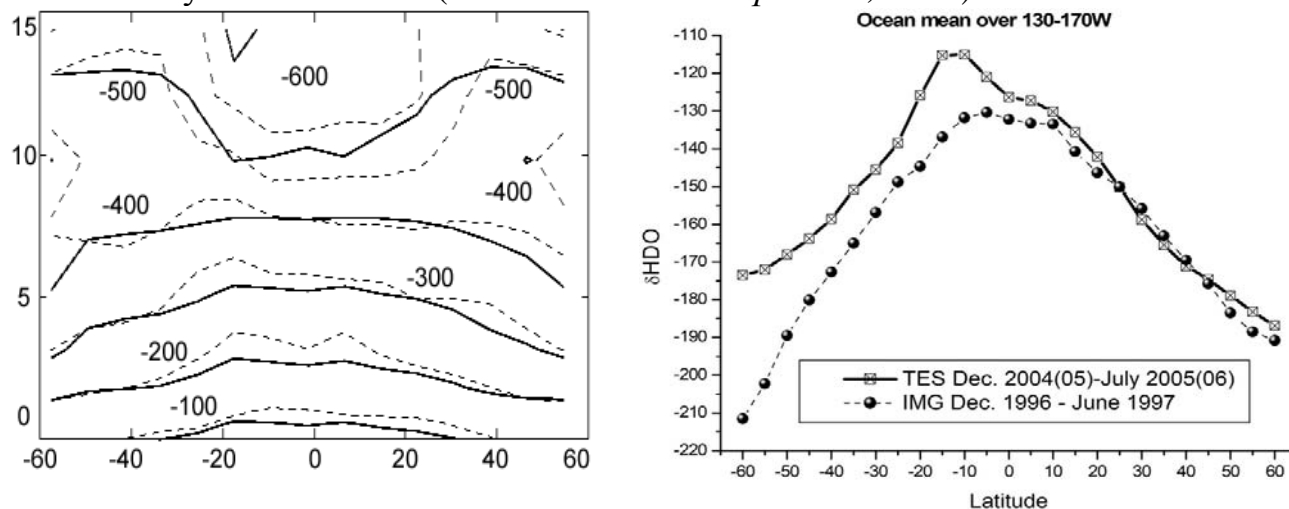
**Рис. 13.** Слева: среднемесячные вариации содержания метана в атмосферном столбе (моль/м<sup>2</sup>) (точками приведены среднемесячные значения), усреднённого по району Западной Сибири (60–67 С.Ш., 60–90 В.Д.), полученные из обработки серии спектров AIRS/AQUA чистого неба за 2004–2006 г.г. Справа: сезонный ход содержания метана в атмосфере (моль/м<sup>2</sup>) (точками приведены среднесезонные значения), усреднённого по району Западной Сибири (60–67 С.Ш., 60–90 В.Д.), полученные из обработки серии спектров AIRS/AQUA чистого неба за 2004–2006 г.г.

Вторая крупная научная задача – это получение количественных данных по широтному распределению отношения  $\text{HDO}/\text{H}_2\text{O}$  в атмосфере из спектров уходящего теплового излучения высокого разрешения, *Zakharov V.I. et al 2002, 2004*. Для решения этой задачи применялся метод ГК, в качестве априорной информации для построения выборочных ковариационных матриц в работе были использованы данные модели общей циркуляции атмосферы NASA GISS ModelE (*Shmidt G. 2004*), учитывающей изотопное разделение воды. Они пред-



ставляют собой глобальный пространственно временной набор метеорологических состояний атмосферы, каждое из которых включает: поверхностное давление, профили температуры, профили концентрации водяного пара и  $\delta HDO$ . Для моделирования синтетических спектров сенсора IMG использовалось ПО FIRE-ARMS, спектроскопическая база данных HITRAN-2004, последняя модель континуума MT\_CKD для водяного пара.

На **Рис.14** приведены результаты высотно-широтного распределения отношения  $HDO/H_2O$  в атмосфере над океаном, полученные из спектров сенсора IMG на спутнике ADEOS (Топтыгин А.Ю. и др. 2006, 2007).



**Рис.14.** Слева: широтное распределение вертикального профиля  $\delta HDO$  в атмосфере, полученное в результате усреднения по долготе данных обработки спектров IMG/ADEOS, измеренных над районом Тихого океана (65 Ю.Ш.–65 С.Ш., 130–170 З.Д.) в период с ноября 1996 по июль 1997. Пунктиром проведены данные модели общей циркуляции атмосферы NASA GISS ModelE (Shmidt G. et al 2004) для этого региона и рассматриваемых сезонов.

**Рис.15.** Справа: широтное распределение величины  $\delta HDO$  в атмосферном столбе над регионом Тихого океана (65 Ю.Ш.–65 С.Ш., 130–170 З.Д.), полученное в настоящей работе из данных сенсора IMG со спутника ADEOS (темные кружки - пунктир) и распределение, полученное из данных сенсора TES со спутника AQUA (квадраты), Noone D. et al 2006.

Расчет относительного содержания дейтерия в целом по атмосферному столбу проводился по формуле:

$$\delta HDO^* = \int_0^H N_{H_2O}(h) \cdot \delta HDO(h) dh \times \left( \int_0^H N_{H_2O}(h) dh \right)^{-1}. \quad (16)$$

Эта величина достаточно информативна и удобна для представления и картирования горизонтального распределения относительного содержания дейтерия в атмосфере. Оценка ошибки методики производилась по схеме замкнутых модельных экспериментов с синтетическими спектрами, а также сравнение промежуточных результатов (профилей температуры и водяного пара) с зондовыми измерениями.

В виду отсутствия прямых экспериментальных данных по измерениям профилей  $\delta HDO$  над океаном, в работе сравнение полученных результатов по вертикальным профилям  $\delta HDO$  проводилось с аналогичными данными других авторов по широтному распределению относительного содержания дейтерия в

целом по атмосферному столбу  $\delta HDO^*$  полученными позднее из данных сенсора TES на спутнике AURA. Результаты сравнения приведены на **Рис.15**, которые демонстрируют хорошее согласие для северного полушария. Отличие в результатах для южного полушария связано с недостаточной статистической репрезентативностью набора безоблачных данных TES для южного полушария.

**В приложении** приведено краткое описание основных опций оригинального программного пакета FIRE-ARMS (<http://remotesensing.ru>) и представлены примеры перспективных методов решения актуальных прикладных обратных задач ИК атмосферной оптики.

**I.** Предложена методика определения вертикального профиля относительного содержания  $HDO$  из инфракрасных спектров пропускания атмосферы высокого разрешения, *Топтыгин А.Ю. и др. 2006, 2007*. Апробация производилась на данных наземного спектрометра FTIR, установленного на Аляске (65.11 С.Ш., 147.42 З.Д.). Рабочий спектральный диапазон данного прибора 750–4300  $\text{см}^{-1}$ , спектральное разрешение  $\sim 0.002 \text{ см}^{-1}$ . Из спектров пропускания извлекалась оптическая толщина атмосферы, обусловленная поглощением молекулами  $HDO$ . Для этого использовался метод спектроскопии дифференциального поглощения с выбором канала сравнения в крыле линии. Затем, между ГК рассчитанных спектров для оптической толщины и профилей  $HDO$  стоилась линейная регрессия. Оценка погрешности метода проводилась по замкнутой методике модельных экспериментов с синтетическими спектрами. По разработанной методике были обработаны измеренные спектры FTIR, поддержанные синхронизированными по времени зондовыми измерениями профилей температуры и влажности, получены профили  $\delta HDO$ . Верификация предложенной методики путем независимого сравнения с классическим методом регуляризации *Тихонова А.Н.* продемонстрировала хорошее согласие обоих методов.

**II.** Предлагается оригинальный метод дистанционного определения отношения  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  в атмосферном столбе по спектрам пропускания атмосферы высокого разрешения ( $\sim 0.002 \text{ см}^{-1}$ ) в диапазоне 6100–6300  $\text{см}^{-1}$  с высоким отношением сигнал/шум, измеряемым Фурье спектрометрами наземного базирования. Метод основан на измерении отношения оптических толщин атмосферы для гомологичной пары линий изотопов  $^{13}\text{CO}_2$  и  $^{12}\text{CO}_2$ , *Захаров В.И. и др. 2008*.

**III.** Для задачи определения вертикального профиля  $\text{CO}_2$  из ИК спектров сенсора GOSAT/FTS разработана и натренирована нейронная сеть, демонстрирующая возможность определения с требуемой точностью вертикального профиля  $\text{CO}_2$  и полного его содержания в атмосферном столбе из синтетических спектров ИК сенсоров GOSAT/FTS в полосах поглощения  $\text{CO}_2$  1.6  $\mu\text{m}$  и 2.06  $\mu\text{m}$ , *Gribanov K.G. et al 2006*.

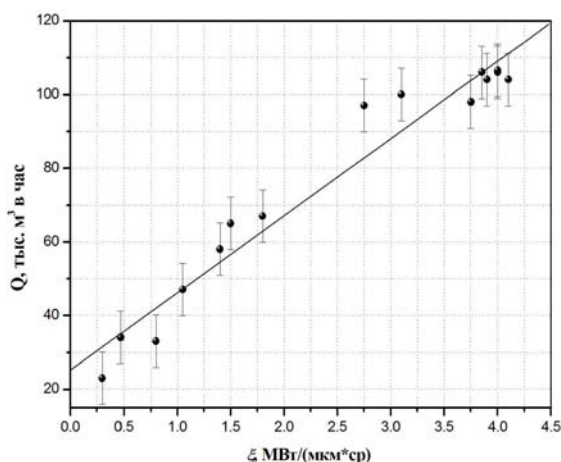
**IV.** Предложена относительно простая феноменологическая модель для определения расходов природного газа на мощных факелах из данных сенсоров типа MODIS, *Грибанов К.Г. и др. 2006*. В предложенной модели расход газа на факеле пропорционален величине  $\xi = (R_\lambda - \langle R_\lambda^0 \rangle) S_{pix}$ . Где  $R_\lambda$  яркость излучения в 20 канале MODIS, приходящего с пикселя покрывающего факел, а  $\langle R_\lambda^0 \rangle$  среднее

значение фоновой яркости пикселей прилежащей поверхности,  $S_{pix}$  - площадь пикселя. Расход газа от величины  $\xi$  был аппроксимирован линейной зависимостью:

$$Q = p_2 + \frac{p_1}{C} \xi, \quad (17)$$

где расход  $Q$  в тысячах  $\text{м}^3$  в час,  $C$  - удельная теплота сгорания газа в  $\text{кДж/м}^3$ , характерная для данного месторождения, параметры  $p_1$  и  $p_2$  подгоночные.

На **Рис.16** приведена калибровочная зависимость величины расхода газа от определяемой по спутниковым данным величины  $\xi$ .



**Рис.16.** Зависимость расхода газа  $Q$  в тысячах  $\text{м}^3$  в час на факеле Вань-Ёганского месторождения (61.8 с.ш., 77.2 в.д.) от наблюдаемой величины  $\xi$  в 20-ом канале MODIS, заданной в  $\text{MBt}/(\text{мкм}^2\text{ср})$ . Точки – результаты замеров расхода газа на факеле, синхронизированные с данными MODIS. Прямая (калибровочная линия) представляет собой аппроксимацию, полученную методом наименьших квадратов. Величина стандартного отклонения  $\sigma$

при подгонке калибровочной прямой составила 7.2 тыс.  $\text{м}^3$  в час. Данные по замерам *in situ* расхода газа на факеле предоставлены Югорским НИИ ИТ.

Вышеописанная модель была реализована в оригинальном программном пакете MODIS\_Flares под ОС Windows (<http://remotesensing.ru>) для попиксельной обработки сигналов 20-го канала MODIS и расчетов расхода газа на факеле, Грибанов К.Г. и др. 2006. ПО MODIS\_Flares может быть использовано в качестве пробного инструмента в системе обработки данных MODIS и количественной оценки мощности факелов и независимых оценок расхода газа на факельных установках сжигания попутного газа.

**В заключении** сформулированы основные выводы и результаты проведенных исследований:

1. Получила развитие теория переноса теплового излучения в молекулярных средах, а именно:

- Развита и программно реализована в оригинальном пакете FIRE-ARMS (<http://remotesensing.ru>) спектроскопически детализованные прямые line-by-line модели высокого разрешения (до  $0.0001 \text{ см}^{-1}$ ) для исследования переноса теплового излучения безоблачной слабоаэрозольной атмосферы в диапазоне  $0-10000 \text{ см}^{-1}$  для различных геометрий наблюдения: надир, зенит, по наклонным трассам и в лимб, учитывающие литературные модели континуума водяного пара и эффекты смещения линий в основных полосах  $\text{CO}_2$  и  $\text{CH}_4$ .



- Разработаны и программно реализованы в оригинальном пакете FIRE-ARMS (<http://remotesensing.ru>) различные методы решения обратных задач по определению атмосферных параметров (вертикальные профили температуры и концентрации оптически активных газов) из спектров теплового излучения атмосферы высокого разрешения, регистрируемых современными Фурье спектрометрами в надир, зенит и по наклонным трассам в условиях чистого неба.

- Предложен метод идентификации спектров безоблачной слабоаэрозольной атмосферы (спектров чистого неба) для уходящего теплового излучения в диапазоне  $600\text{--}2000\text{ см}^{-1}$  регистрируемого со спутников над водной или покрытой снегом поверхностью.

- Теоретически предсказаны эффекты влияния отраженного от поверхности Земли нисходящего теплового излучения атмосферы, на спектры высокого разрешения ( $\sim 0.05\text{ см}^{-1}$ ) уходящего в космос теплового излучения, выявленные в спектрах полученных сенсором IMG со спутника ADEOS над пустыней Сахара.

## 2. Разработана концепция порогового парникового эффекта.

- Предложены горизонтально-осредненные одномерные (по вертикали) модели среднегодового теплового баланса поверхности Земли, учитывающие механизм закрывания окна прозрачности  $8\text{--}13\text{ мкм}$  из-за поглощения в горячих колебательно-вращательных полосах  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{O}$  и предсказывающие возможность существования нескольких стационарных температурных режимов поверхности нашей планеты в области температур выше современной  $>288.2\text{ К}$ .

- Показано, что зависимости планетарного альбедо и оптических толщин атмосферы для парниковых газов от температуры поверхности определяют как количество, так и локализацию устойчивых и неустойчивых термических режимов Земли на температурной оси в области  $> 288.2\text{ К}$ .

- Выявлен пороговый характер среднегодового теплового баланса поверхности Земли в области температур выше современной в зависимости от значений управляющих параметров: солнечная постоянная, планетарное альбедо, концентрации парниковых газов в атмосфере.

- Предложенные модели позволяют сделать оценки критических условий для развития глобальной тепловой неустойчивости на Земле и перехода в перегретое стационарное состояние, аналогичное состоянию Венеры. Оценки по различным моделям показывают, что критическое значение  $\text{CO}_2$  примерно в  $12\text{--}130$  раз превышает его современную концентрацию в атмосфере Земли. Критическая концентрация  $\text{CH}_4$  примерно в  $3500$  раз превышает его современное содержание в атмосфере.

- Установлено, что при скорости роста планетарного альбедо с температурой поверхности выше некоторой критической (при заданных начальных значениях концентрации парниковых газов в атмосфере) в тепловом балансе поверхности Земли в области температур  $> 288.2\text{ К}$  существует только одна стационарная глобально устойчивая точка, соответствующая современному термическому режиму.

- Экспериментально продемонстрировано существование предсказываемого порогового механизма положительной обратной связи в тепловом балансе поверхности Земли, на примере взрывного поглощения излучения 10.6 мкм на горячих колебательных переходах молекулы  $\text{CO}_2$  в воздухе.

3. Заложены основы теории баланса свободной энергии излучения на верхней границе атмосферы.

- Показана роль статистики фотонов в переносе энтропии и свободной энергии тепловым излучением – минимум потока свободной энергии поля соответствует мультиравновесной статистике фотонов или обобщенному Планковскому распределению числа фотонов.

- Предложен метод расчета баланса потоков свободной энергии на верхней границе атмосферы Земли и концепция его мониторинга со спутников.

- Показано, что в модели эквивалентной серой атмосферы баланс энтропии на верхней границе атмосферы планеты, как функция оптической толщины ее атмосферы для теплового излучения  $\tau$ , имеет экстремум (максимум) при оптической толщине характерной для оптической толщины атмосферы Земли.

- Показано, что баланс свободной энергии на верхней границе атмосферы планеты, как функция оптической толщины ее атмосферы для теплового излучения  $\tau$ , имеет экстремум (минимум) при оптической толщине характерной для оптической толщины атмосферы Земли.

- Оценки численного значения для баланса потоков свободной энергии излучения через верхнюю границу атмосферы Земли согласуется с литературными данными по общей мощности атмосферной циркуляции.

4. Получила развитие теория дистанционного зондирования атмосферы инфракрасным излучением с высоким спектральным разрешением.

- Разработана методология главных компонент и нейронных сетей для решения обратной задачи определения вертикальных профилей температуры и парниковых газов в атмосфере из ее тепловых спектров высокого разрешения.

- Впервые предложен и разработан метод дистанционного зондирования вертикального профиля относительного содержания изотопомера HDO в атмосфере из спектров уходящего теплового излучения Земли высокого разрешения ( $\sim 0.1 \text{ см}^{-1}$ ) в диапазоне  $600\text{--}2000 \text{ см}^{-1}$ .

- Идентифицированы изолированные сигналы HDO в ИК спектрах пропускания атмосферы в диапазоне  $700\text{--}2000 \text{ см}^{-1}$  высокого разрешения ( $\sim 0.002 \text{ см}^{-1}$ ). Разработан и апробирован метод линейной регрессии на главные компоненты для определения профилей отношения HDO/ $\text{H}_2\text{O}$  в атмосфере из данных спектров пропускания при наличии одновременных зондовых измерений профилей температуры и концентрации водяного пара.

- Впервые разработан и применен метод с использованием нейронной сети для определения полного содержания метана в атмосферном столбе из спек-

тров сенсора AIRS со спутника AQUA. Относительная ошибка данного метода по тестовому набору составляет ~2.4%.

- Разработан перспективный метод для определения вертикального профиля концентрации CO<sub>2</sub> в атмосфере из данных сенсора TANSO со спутника GOSAT с использованием нейронной сети.
- Предложен метод дистанционного зондирования усредненного по атмосферному столбу отношения  $^{13}\text{CO}_2/^{12}\text{CO}_2$  из данных наземного FTIR высокого спектрального разрешения ( $\sim 0.001 \text{ см}^{-1}$ ) в диапазоне 6100 - 6300  $\text{см}^{-1}$  с достаточным отношением сигнал/шум ( $>1000$ ).

**5.** Получены новые научные и практически важные результаты дистанционного зондирования параметров атмосферы и подстилающей поверхности.

- В инфракрасных спектрах атмосферы, полученных спутниковыми сенсорами типа IMG и современными Фурье спектрометрами наземного базирования (FTIR), идентифицированы сигналы изотопов: HDO, H<sub>2</sub><sup>18</sup>O, <sup>13</sup>CO<sub>2</sub>, <sup>13</sup>CH<sub>4</sub>, <sup>13</sup>CO - перспективные для их дистанционного зондирования в атмосфере.
- Из спектров сенсора AIRS со спутника AQUA получены количественные данные о полном содержании CH<sub>4</sub> в атмосферном столбе и построены сезонные карты горизонтального распределения метана над районом Западной Сибири (58–67 С.Ш., 58–90 В.Д.) в период 2004–2006 г.г. Обнаружены характерные черты техногенной эмиссии метана в данном регионе.
- Предложен и апробирован метод количественного определения расхода природного газа на факельных установках по данным спутникового сенсора MODIS в инфракрасных каналах.
- Впервые выявлены сезонные вариации содержания метана в атмосфере болотной экосистемы Западной Сибири. Его значения меняются от 0.57 моль/м<sup>2</sup> в зимний период до 0.62 моль/м<sup>2</sup> в летний период. Вклад природной эмиссии CH<sub>4</sub> из болот в общее содержание метана в атмосфере над исследуемым районом в летний период составил ~0.05 моль/м<sup>2</sup>.
- Впервые получены данные о параметре, характеризующем «силу гидрологического цикла», а именно: широтное распределение HDO/H<sub>2</sub>O в атмосфере. Выявленный из данных сенсора IMG со спутника ADEOS за период 1996-1997 г.г. широтный тренд относительного содержания дейтерия в атмосферном столбе над Тихим океаном лежит в интервале от -120‰ вблизи экватора до -220‰ на высоких широтах около 60 градусов.

## **ОСНОВНЫЕ ПУБЛИКАЦИИ ПО ТЕМЕ ДИССЕРТАЦИИ**

**Статьи**, опубликованные в ведущих рецензируемых научных журналах и изданиях, определенных ВАК:

1. Шмелев В.М., Захаров В.И., Нестеренко А.И. (1989). Взрывное поглощение излучения мощного CO<sub>2</sub> лазера в атмосфере// Оптика атмосферы, т. 2, №6, стр. 489-496.

2. **Zakharov V.I., Shmelev V.M., Nesterenko A.I.** (1991): Explosive absorption effect of power laser beam in atmosphere // *Journal de Physique IV*, vol.1, C7, pp. 775-781.
3. **Захаров В.И., Грибанов К.Г., Прокопьев В.Е., Шмелев В.М.** (1992): Влияние полосы прозрачности атмосферы 8-13 мкм на устойчивость теплового состояния Земли. // *Атомная энергия*, т. 72, вып.1, стр. 98-102.
4. **Грибанов К.Г., Захаров В.И.** (1994): Радиационные режимы атмосферы Земли с учетом пороговых особенностей поглощения теплового излучения в области окна прозрачности 8-13 мкм // *Вычислительные технологии*, т. 3, вып. 8, стр. 62-71.
5. **Zakharov V.I., Gribanov K.G., Falko M.V., Golovko V.F., Chursin A.A., Nikitin A.V., and Tyuterev V.I.** (1997): Molecular Atmospheric Transmittance Function in the Range of 2-400 micron and Earth Radiation Balance. // *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer* Vol. 57, No.1, pp.1-10.
6. **Грибанов К.Г., Захаров В.И., Ташкун С.А.** (1999): Пакет программ FIRE-ARMS и его применение в задачах пассивного ИК-зондирования атмосферы. // *Оптика атмосферы и океана*, т. 12, №4, стр. 372–378.
7. **Асипцов О.И., Захаров В.И., Грибанов К.Г.** (2000): Взрывное поглощение излучения CO<sub>2</sub> лазера в атмосферном воздухе с примесью углекислого газа // *Оптика атмосферы и океана*, т.13, №11, стр. 979-982.
8. **Береснев С.А., Кочнева Л.Б., Суетин П.Е., Грибанов К.Г., Захаров В.И.** (2003): Фотофорез атмосферных аэрозолей в поле теплового излучения Земли. // *Оптика атмосферы и океана*, том 16, №05-06, стр. 470-477.
9. **Захаров В.И., Грибанов К.Г., Береснев С.А.,** (2009): Роль газовых и аэрозольных компонент атмосферы в модели парникового взрыва // *Оптика атмосферы и океана*, т.22, №02, 2009.
10. **Захаров В.И.** (1980): К вопросу о бесстолкновительной диссоциации молекул <sup>32</sup>SF<sub>6</sub> и <sup>34</sup>SF<sub>6</sub> в интенсивном инфракрасном поле // *Известия ВУЗов, Физика*, №4, 1980, 19 с. Деп. ВИНТИ, №896-80.
11. **Захаров В.И., Тютерева Вл.Г.** (1982): Построение эффективных операторов для нестационарного резонансного поглощения. // *Известия высших учебных заведений. Физика*, №8, стр. 82-99.
12. **Захаров В.И., Тютерева Вл.Г.** (1983): Несекулярное разложение для оператора эволюции в нерелятивистской квантовой электродинамике. // *Известия высших учебных заведений. Физика*, №9, стр. 44-48.
13. **Захаров В.И., Тютерева Вл.Г.** (1984): Описание многофотонной бесстолкновительной диссоциации изотопомеров молекулы SF<sub>6</sub>. // *Квантовая электроника*. Т.11, №1, стр. 24-30.
14. **Zakharov V.I. and Tyuterev V.I.** (1985): Nonsecular expansion of evolution operator and field statistics. // *Journal of Optical Society of America B*, vol. 2, issue 2, pp. 387-390.
15. **Захаров В.И.** (1987): О возможности подавления флуктуаций фотонов в когерентном излучении непрерывного лазера// *Оптика и спектроскопия*, т. 62, выпуск 5, стр.1122-1125.

16. **Zakharov V.I. and Tyuterev V.I.** (1987): Photon statistics of laser beams in resonance multiphoton processes. // *Laser and Particle Beams*, Vol.5, No.1 pp.27-47.
17. **Захаров В.И., Пономарев Ю.Н., Тютереv Вл.Г.** (1988): О возможности получения состояния поля с субпуассоновской статистикой фотонов. // Вестник АН СССР, Серия физическая, том 52, №6. стр. 61-68.
18. **Beltyukov I.L., Bondarenko N.B., Djanelidze A.A., Griбанov K.G., Gapanov M.Yu., Kondratov S.V., Maltsev A.G., Novikov P.I., Tsvetkov S.A., and Zakharov V.I.** (1991): Laser-induced fusion in Ti-H<sub>2</sub>-D<sub>2</sub> composition. // *Fusion Technology*, vol.20, pp. 234-241.
19. **Griбанov K.G., Zakharov V.I., Tashkun S.A., Tyuterev V.I.** (2001): A new software tool for radiative transfer calculations and its application to IMG/ADEOS data // *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*. V. 68, №4, pp. 435–451.
20. **Захаров В.И., Имасу Р., Грибанов К.Г., Захаров С.В.** (2008): Баланс свободной энергии на верхней границе атмосферы. // *Оптика атмосферы и океана*, т.21, №03, стр. 240-247.
21. **Грибанов К.Г., Захаров В.И.** (1999): О возможности мониторинга содержания НДО/Н<sub>2</sub>О в атмосфере используя наблюдения из Космоса уходящего теплового излучения. // *Оптика атмосферы и океана*, том 12, №09, стр. 33-37.
22. **Грибанов К.Г. Бреон Ф.М., Захаров В.И.** (2000): Эффект отраженного поверхностью ИК-излучения, наблюдаемый в эмиссионных спектрах атмосферы при зондировании Земли из космоса. // *Оптика атмосферы и океана*, том 13, № 12, стр. 1119-1122.
23. **Грибанов К.Г., Захаров В.И., Топтыгин А.Ю.** (2003): Восстановление профилей температуры и влажности по ИК спектрам Земли на основе сингулярного разложения ковариационных матриц // *Оптика атмосферы и океана*, т. 16, №07, стр. 576–581.
24. **Griбанov K.G. and Zakharov V.I.** (2004): Neural network solution for temperature profile retrieval from infrared spectra with high spectral resolution. // *Atmospheric Science Letters*, vol. 5, issue 1-4, pp. 1-11.
25. **Zakharov V.I., Imasu R., Griбанov K.G., Hoffmann G., Jouzel J.** (2004): Latitudinal distribution of deuterium to hydrogen ratio in the atmospheric water vapor retrieved from IMG/ADEOS data // *Geophysical Research Letters*. V. 31. – №12. – pp. 723–726.
26. **Топтыгин А.Ю., Грибанов К.Г., Имасу Р., Шмидт Г., Захаров В.И.** (2006): Широтные вариации вертикальных профилей и полного содержания НДО/Н<sub>2</sub>О в атмосфере над океаном, полученные из данных IMG/ADEOS // *Оптика атмосферы и океана*, т. 19, №10, стр. 875–879.
27. **Топтыгин А.Ю., Грибанов К.Г., Захаров В.И., Касай Я., Кагава А., Мураяма Я., Имасу Р., Шмидт Г.А., Хоффманн Г., Жузель Ж.** (2007): Определение вертикального профиля НДО/Н<sub>2</sub>О из спектров пропускания атмосферы высокого разрешения // *Оптика атмосферы и океана*, т. 20, №3, стр. 247-252.

28. **Грибанов К.Г., Захаров В.И., Алсынбаев К.С. Суляев Я.С.** (2007): Метод определения расхода попутного газа на факелах по данным спутникового зондирования сенсорами типа MODIS в ИК каналах // *Оптика атмосферы и океана*, т.20, №1, стр. 68-72.
29. **Грибанов К.Г., Имасу Р., Топтыгин А.Ю., Блойтен В., Наумов А.В., Захаров В.И.** (2007): Метод и результаты по определению метана в атмосфере Западной Сибири из данных сенсора AIRS. // *Оптика атмосферы и океана*, т.20, №10, стр. 881-886.
30. **Захаров В.И., Благодарева М., Грибанов К.Г.**, (2008): Метод дистанционного зондирования отношения  $^{13}\text{CO}_2/^{12}\text{CO}_2$  в атмосфере по инфракрасным спектрам пропускания высокого разрешения // *Оптика атмосферы и океана*, т.21, №05, стр. 393-396.

#### Другие публикации:

31. **Захаров В.И., Прокопьев В.Е., Шмелев В.М., Грибанов К.Г.** (1991): Устойчивость современного температурного состояния Земли. // *Препринт № 7*, Томский Научный Центр СО АН СССР, стр. 1-15.
32. **Захаров В.И., Грибанов К.Г., Шмелев В.М.** (1992): Неравновесные и равновесные эффекты в процессе взрывного поглощения интенсивного излучения  $\text{CO}_2$  лазера в воздухе с примесью углекислого газа. // *Труды международного симпозиума по тепломассобмену и неравновесным процессам в газах*, сентябрь, Минск 1992.
33. **Zakharov V.I., Shmelev V.M., Gribanov K.G., Prokop'ev V.E.** (1993): *Influence of Atmospheric Transparency Window 8-13 micron on Thermal Stability of the Earth Atmosphere.* // *Proceedings of International ASA Colloquium*, Reims, France, September 8-10, pp.39-42.
34. **Zakharov V.I., Gribanov K.G., Shmelev V.M., Chursin A.A., Husson N., Golovko V.F., and Tyuterev Vl. G.** (1994): *Temperature dependence of atmospheric transparency function in field of 100-5000  $\text{cm}^{-1}$  and model of explosive greenhouse effect.* // *Proceedings of the 5<sup>th</sup> International Workshop on ASS/FTS*, Tokyo, Japan, Nov. 30<sup>th</sup> – dec. 2<sup>nd</sup>, pp. 419-445.
35. **Zakharov V.I., Gribanov K.G., Shmelev V.M., Falko M.V.** (1994): Phenomenon of Explosive Resonance Absorption of  $\text{CO}_2$  Laser Radiation by Atmospheric Carbon Dioxide and Water Vapour. // *SPIE vol. 2205*, pp.91-96.
36. **Zakharov V.I., Gribanov K.G., Falko M.V., Golovko V.F., Chursin A.A., Husson N., Scott N.A., Tyuterev Vl. G.** (1996): *Temperature dependence of molecular atmospheric transmission function in field of 2-400 micron and the Earth radiation balance.* // *Proceedings of the 7<sup>th</sup> Global Warming International Conference*, Austria, Vienna, April 1-3.
37. **Zakharov V.I.** (1998): Impact of vegetation albedo on local cooling of spring season // *Bulletin of Meteorological Research*. №6, 5-8, MRI Tsukuba 1998.
38. **Захаров В.И.** (2007): Пороговые модели парникового эффекта // *Труды международного симпозиума “ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ: НАУКА И*

- ОБРАЗОВАНИЕ”, стр.76-81, 11–13 сентября 2007г., С.Петербург-Петродворец.
39. **Zakharov V.I. and Tyuterev V.I.** (1987): Dynamics of quantum fluctuations in multiphoton processes. // Proceedings of Int. School on Nonlinear and Coherent Optics, Bratislava, September 1987, pp. 78-85.
  40. **Захаров В.И., Фомин Г.Г., Пономарев Ю.Н.** (1989): Лазерный гетеродинный локатор атмосферы. // Авторское Свидетельство №1515911, 1989 г.
  41. **Zakharov V.I., Imasu R., Griбанov K.G.** (2005): Net Free Energy of the Earth and its Monitoring from Space Concept. // *SPIE* vol. 5655, pp. 540-547.
  42. **Zakharov V.I., Bordyugov A.G., Dvorkovich A.B., Griбанov K.G. Krupkin V.G., Shmelev V.M., Novikov I.P.** (1997): Regarding Monitoring of CH<sub>4</sub> Emission over Russian Ecosystems Using IMG/ADEOS Data // Proceedings of the 10th Optical Meeting in Israel, Jerusalem, Israel, March 2-6.
  43. **Tashkun S.A., Golovko V.F., Chursin A.A, Aoki T., Fukabori M., Zakharov V.I., Griбанov K.G.** (1998): Retrieval Algorithm for Atmospheric Constituents Using High-Resolution Spectra of Satellite Interferometer Sounding // *SPIE*, V. 3583. – pp. 2–7.
  44. **Griбанov K.G., Zakharov V.I., Tashkun S.A., Tyuterev V.I.** (1999): An advanced user-friendly system for atmospheric calculations including constituents profile retrievals. // Proceedings of Int. ALPS 99 Symposium, pp. 99-106, France, Mirabele 1999.
  45. **Zakharov V.I., Griбанov K.G., Kobayashi H., Shimota A.** (1999): Regarding HDO determination in atmosphere using high resolution FTS data in thermal IR // Proceedings of 3rd ADOES Symposium, pp. 102-111, Kyoto, Japan 1999.
  46. **Zakharov V.I., Imasu R., Griбанov K.G.** (1999): HDO and <sup>13</sup>CO<sub>2</sub> Retrieval from IMG Spectrum Data // Proceedings of 3rd ADOES Symposium, pp. 151-160, Kyoto, Japan 1999.
  47. **Zakharov V.I., Imasu R., Griбанov K.G.** (2001): Signals of isotopes of GHG in spectra of emission of atmosphere and HDO/H<sub>2</sub>O Retrieval from IMG Data // Proceedings of SMILE-ILAS projects meeting. Kyoto, Japan, March 2001.
  48. **Zakharov V.I., Imasu R., Griбанov K.G.** (2002): D/H latitudinal distribution in atmosphere retrieved from IMG spectra. // *SPIE*, vol. 4897, pp.65-71.
  49. **Захаров В.И., Грибанов К.Г., Имасу Р.** (2002): Обратные задачи спутникового мониторинга парниковых газов в атмосфере // Тезисы Международной школы - конференции "Обратные задачи: теория и приложения", Ханты-Мансийск, Апрель 2002 г.
  50. **Топтыгин А.Ю., Грибанов К.Г., Захаров В.И.** (2004): Определение полного содержания метана в атмосферном столбе с помощью нейронной сети по данным сенсора AIRS/AQUA // Тез. докл. международного симпозиума стран СНГ «Атмосферная радиация». С-Петербург, 22-27 июня, С-Петербург: Изд-во СПбГУ, стр. 112-114.
  51. **Zakharov V.I., Griбанov K.G., Prokop'ev V.E., Shmelev V.M.** (2005): Effects of the 8–13 μm atmospheric transmission band on the stability of the earth's thermal state. // *Atomic Energy*, vol. 72, issue 1, doi: 10.1007/BF01121330, 1063-4258 (Print), 1573-8205 (Online), Springer New York 2005.



52. *Gribanov K.G., Imasu R., Schmidt G.A., Toptygin A.Yu., Zakharov V.I.* (2005): Neural network retrieval of deuterium to hydrogen ratio in atmosphere from IMG/ADEOS spectra // SPIE. – 2005. – V. 5655. – pp. 515–521.
53. *Toptygin A.Yu., Gribanov K.G., Imasu R., Bleuten W., Zakharov V.I.*, Seasonal methane content in atmosphere of the permafrost boundary zone in Western Siberia determined from IMG/ADEOS and AIRS/AQUA data // SPIE. – 2005. – V. 5655. – pp. 508–514.
54. *Грибанов К.Г., Захаров В.И., Топтыгин А.Ю., Крупкин В.Г., Шмелев В.М., Алсынбаев К.С., Голомолзин В.В.* (2005): Разработка элементов системы для мониторинга эмиссии метана в Западной Сибири по данным термического зондирования Земли из космоса с высоким спектральным разрешением // сб. ст. под ред. И.Г. Ассовского, О.Д. Хайдена «Ракетные двигатели и проблемы освоения космического пространства». – М.: «ТорусПресс» – 2005. – Т. 1. – стр. 469–479.
55. *Gribanov K.G., Imasu R., Toptygin A.Yu., Bleuten W., Zakharov V.I.* (2005): Method and results of CH<sub>4</sub> content retrieval in the atmosphere from AIRS/AQUA spectra in thermal IR // Proceedings of International ASA-2005 Workshop, Reims-France, September 6-8. – 2005. – pp. 1–4.
56. *Захаров В.И., Грибанов К.Г., Топтыгин А.Ю., Имасу Р., Блойтен В., Дюкарев Е.А.* (2006): Сезонные вариации содержания метана в атмосфере западной Сибири по данным термического зондирования сенсором AIRS со спутника AQUA // Тез. докл. международного симпозиума стран СНГ «Атмосферная радиация». С-Петербург, 24-29 июня 2006 г. – Издательство СПбГУ, 2006. – С. 83.
57. *Захаров В.И., Грибанов К.Г., Топтыгин А.Ю., Имасу Р., Шмидт Г.* (2006): Широтное распределение тяжелой воды в атмосфере, полученное из данных термического зондирования сенсором IMG/ADEOS // Тез. докл. международного симпозиума стран СНГ «Атмосферная радиация». С-Петербург, 24-29 июня 2006 г. – Издательств СПбГУ, 2006. – С. 85.
58. *Toptygin A.Yu., Gribanov K.G., Zakharov V.I., Kasai Y., Kagawa A., Murayama Y., Imasu R., Schmidt G.A., Hoffmann G., Jouzel J.* (2006): Method and results of retrieval of HDO/H<sub>2</sub>O in atmosphere from IMG/ADEOS and FTIR data // SPIE. – 2006. – V. 6580. – pp. 54–59.
59. *Gribanov K.G., Toptygin A.Yu., Zakharov V.I.* (2006): Application of Multi-layer Perceptron to High-Resolution Infrared Measurement Retrieval // SPIE. – 2006. – V. 6580. – pp. 72–77.
60. *Zakharov V.I.* (2008): Regarding Greenhouse Explosion, Chapter 6. pp. 107-132, in book: GLOBAL CLIMATOLOGY AND ECODYNAMICS - Anthropogenic changes to Planet Earth. Eds: *Cracknell A., Krapivin V., Varotsos C.* // Springer/PRAXIS, Chichester, UK.

Подписано в печать \_\_\_\_\_ Формат 60×84 1/16

Бумага типографская. Усл. печ. л. 1. Тираж 100 экз.

Заказ № \_\_\_\_\_ Печать офсетная. 620083, Екатеринбург,  
К-83, пр. Ленина, 51. Типолаборатория УрГУ.